

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



Filip Hulec

Nová batymetrická mapa Odlezelského jezera
New bathymetric map of Odlezelské lake

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph. D.

Praha, 2017

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Nová batymetrická mapa Odlezelského jezera

Cíle práce

Cílem práce je seznámit se s metodami batymetrického mapování, sledování zanášení jezerních pánví a shrnutí dosavadních poznatků o zazemňování jezerní pánve Odlezelského jezera. Dalším cílem je tvorba batymetrických map na základě terénního měření v letech 2003 a 2014 a seznámení se s novou metodou batymetrického mapování jezerní pánve pomocí modulu RiverSurveyor. Autor provede analýzu změn jezerní pánve.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V rámci práce bude provedena rešerše literatury s cílem porovnání klasických i moderních metod batymetrického mapování a zpracování naměřených dat, dále výzkumu zanášení jezerních pánví a zanášení Odlezelského jezera. V praktické části práce budou vytvořeny batymetrické mapy, pro které budou použity data z terénních měření provedených členy katedry fyzické geografie a geoekologie v letech 2003 a 2014. Dále bude provedeno vlastní měření pomocí modulu RiverSurveyor. Data budou zpracována pomocí geoinformatických metod v programu ArcMap. Dále budou použita data naměřená při prvním batymetrickém průzkumu jezera v roce 1972. Na základě srovnání ploch, objemů, příčných a podélných profilů budou zhodnoceny změny jezerní pánve. Určení objemu sedimentovaného materiálu bude použito pro odhad doby úplného zazemnění jezerní pánve.

Datum zadání práce: 14. 11. 2016

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

Podpis vedoucího katedry:

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 27. 7. 2017

.....

Filip Hulec

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu mé bakalářské práce, RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D., za navržení zajímavého tématu, věnovaný čas, cenné rady a připomínky. Dále bych chtěl poděkovat členům katedry fyzické geografie a geoekologie za poskytnutí dat z dřívějších měření a doc. RNDr. Zdeňku Klimentovi, CSc. za pomoc při mém měření. Nesmím zapomenout ani na svou rodinu, která mne podporovala nejen během psaní této práce, ale i po celou dobu studia.

Abstrakt

Odlezelské jezero je nejmladším přírodním jezerem v Česku. Od jeho vzniku dochází k intenzivnímu zanášení jezerní pánve a jezero spěje k zániku. Cílem této práce je batymetrické mapování jezerní pánve, analýza jejích změn a zanášení jezera. Byla zpracována tři batymetrická měření – v letech 2003 a 2014 byly hloubky odečítány z echolotu a měření probíhalo v příčných profilech, v roce 2017 byl použit modul RiverSurveyor na dálkově ovládaném plováku s automatickým ukládáním dat. Všechna měření byla zpracována v programu ArcMap, k interpolaci byla využita metoda ordinary kriging. Pro analýzu změn jezerní pánve byla použita i data z roku 1972. Z porovnání zjištěných dat vyplývá, že objem jezerní pánve se zmenšil mezi lety 1972 a 2017 o 40 635 m³ na 71 %, mezi lety 2003 a 2017 pak o 2 447 m³. Na základě změn objemu byly stanoveny rychlosti zanášení jezerní pánve, které se ale při porovnání různých měření liší. Podle dat z let 1972 a 2017 dojde k úplnému zanesení jezerní pánve v roce 2128, podle dat z let 2003 a 2017 až v roce 2593.

Klíčová slova: batymetrické mapování, Odlezelské jezero, zanášení jezerních pánví, kriging

Abstract

Odlezelské lake is the youngest natural lake in Czechia. There has been an intense siltation of the lake basin since its formation and the lake is making for an end. The aim of this thesis is a bathymetric mapping of the lake basin, an analysis of its changes and siltation of the lake. Three bathymetric measurements were performed – depths in 2003 and 2014 were read from the echo sounding in cross-sections, in 2017 the RiverSurveyor module was used on a remote controlled boat with automatic data saving. All measurements were processed in ArcMap, the ordinary kriging interpolation method was used. For the analysis of changes of the lake basin was also used data from 1972. The comparison of the data shows that the volume of the lake basin has decreased between 1972 and 2017 by 40 635 m³ to 71 %, between 2003 and 2017 by 2 447 m³. Based on the changes in the lake volume, the rates of siltation of the lake basin were determined but they differ comparing with other measurements. According to the data from 1972 and 2017, the lake basin will be silted in 2128, according to data from 2003 and 2017 in 2593.

Key words: bathymetric mapping, Odlezelské jezero, siltation of lake basins, kriging

Obsah

1	Úvod	8
2	Rešerše literatury	9
2.1	Pojem batymetrie	9
2.2	Popis jezera	9
2.2.1	Vznik jezera	10
2.2.2	Dřívější batymetrický výzkum	12
2.3	Fyzickogeografický popis lokality	12
2.3.1	Geologie	12
2.3.2	Geomorfologie	13
2.3.3	Klima	13
2.3.4	Hydrologie	14
2.3.5	Půdy	14
2.3.6	Vegetace a land-use	15
2.4	Metody batymetrického mapování jezer	15
2.4.1	Metody mapování břehové linie	15
2.4.1.1	Polární metoda	16
2.4.1.2	Metoda protínání vpřed	16
2.4.1.3	Ortogonální metoda	17
2.4.1.4	Měření s využitím totální stanice	18
2.4.1.5	Vektorizace leteckého snímku	20
2.4.1.6	GNSS	20
2.4.2	Měření hloubek	23
2.4.2.1	Olovnice nebo cejchovaná lat'	24
2.4.2.2	Echolot	24
2.4.2.3	Metody dálkového průzkumu	25

2.4.3	Metody prostorové interpolace	26
2.4.3.1	Nearest neighbor	27
2.4.3.2	Natural neighbor	28
2.4.3.3	IDW	29
2.4.3.4	Spline	30
2.4.3.5	Kriging	30
2.4.3.6	Hodnocení přesnosti interpolace	34
2.5	Zanášení jezerních pánví	34
2.5.1	Porovnání batymetrických měření	35
2.5.2	Vrtání jezerních sedimentů	36
2.5.3	Geofyzikální metody	37
3	Metody	39
3.1	Mapování břehové linie	39
3.2	Měření hloubek	40
3.3	Úprava dat	41
3.4	Interpolace dat	42
4	Výsledky	45
4.1	Problematika měření z roku 2014	45
4.2	Morfometrické parametry	45
4.3	Horizontální parametry	51
4.4	Zanášení jezera	52
4.5	Přesnost interpolace	53
5	Diskuze	55
5.1	Použité metody měření	55
5.2	Interpolace dat	55
5.3	Zanášení jezerní pánve	56
6	Závěr	58

Seznam použitých zdrojů.....	59
Seznam obrázků.....	66
Seznam tabulek.....	68
Seznam příloh.....	69

1 Úvod

Odlezenské jezero je předmětem geografického výzkumu na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy již několik desítek let. Vzhledem k jeho probíhajícímu vývoji je nutné batymetrická měření průběžně opakovat. Opakovaná měření pak dávají možnost výsledky porovnávat, popisovat vývoj jezera i predikovat jeho případné změny v budoucnu. Při volbě tématu své bakalářské práce jsem využil možnosti zapojit se do jeho výzkumu a vytvořit aktuální batymetrickou mapu. Zároveň se jednalo o první použití moderních metod mapování, které slibují zpřesnění výsledků i značnou časovou úsporu při terénním měření.

Tato práce si klade za cíl popsat metody, které lze použít k batymetrickému mapování, a to jak metody současné, tak i ty, které se používaly dříve. Velký prostor je věnován možnostem počítačového zpracování naměřených dat a v neposlední řadě je práce zaměřena také na metody, jimiž lze určit rychlost zanášení jezerní pánve. Dalším cílem této práce je zpracování batymetrických map jezera i za dvě předcházející měření, při kterém se v úvahu brala stejná nadmořská výška hladiny a stejná interpolační metoda pro vzájemnou porovnatelnost těchto měření. Na jejich základě je provedeno srovnání morfometrických charakteristik jezera, jsou porovnány podélný a příčné profily jezerem. Na základě zjištěných batymetrických dat je zhodnoceno zanášení jezera a je odhadnuta doba jeho zániku.

Výsledné batymetrické mapy jsou součástí příloh této práce, v elektronické podobě jsou uloženy ve formátu .pdf.

2 Rešerše literatury

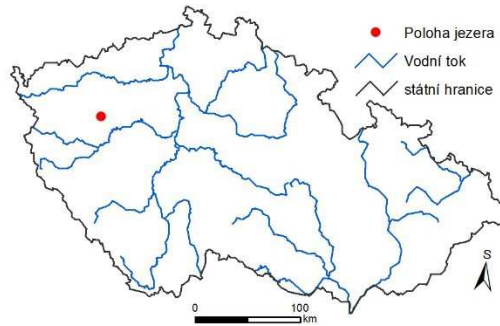
2.1 Pojem batymetrie

Pojem batymetrie je definován jako „výzkum a měření vodních hloubek“ (Slovník cizích slov, 2005) a také „informace odvozená z těchto měření“. Vznikl spojením řeckých slov *bathys* „hluboký“ a *metron* „míra“. První užití pojmu je datováno přibližně do roku 1855 (Merriam-Webster Online Dictionary, 2017). Dříve se tento pojem používal pro měření hloubek v mořích a oceánech, ale během posledních sto let se jeho používání rozšířilo i do oblasti jezer (Steinberg, 2009).

Počátek vědeckého mapování hloubek souvisí s rozvojem systematického oceánografického výzkumu na konci první poloviny 19. století. První batymetrickou mapu vytvořil Mathew Fontaine Maury v roce 1853. Zobrazuje oblast severního Atlantického oceánu. Kvůli malému počtu měření na ní není zachycen Středoatlantský hřbet (Dierssen, Theberge, 2014). První batymetrická měření na území dnešního Česka byla prováděna v druhé polovině 19. století na šumavských jezerech. Systematický výzkum, včetně tvorby batymetrických map, provedli v roce 1886 Bayberger a v roce 1897 Wagner (Šobr, 2007).

2.2 Popis jezera

Odlezelské jezero se nachází v západních Čechách, v okrese Plzeň-sever, 30 km severně od Plzně, mezi obcemi Mladotice a Žihle na Mladotickém potoce v nadmořské výšce 413,9 m (obr. 1 a 2). Je nejmladším přírodním jezerem v Česku, které vzniklo následkem sesuvu svahu na západním úbočí Potvorovského vrchu. K sesuvu došlo ve dnech 26. a 27. května 1872 (Janský, 1976). V odborné literatuře se používá pojmenování Mladotické, toto pojmenování ale není místně užíváno (Janský, 1977). Oficiálně je pojmenováno Odlezelské (Geonames, 2017) podle nejbližší osady u jezera, proto bude toto pojmenování používáno i v této práci. Dále bývá také uváděno jako Potvorovské (Janský, 1977 nebo Hájková, 2010) podle Potvorovského kopce, ze kterého došlo k sesuvu.



Obr. 1: Poloha jezera v rámci Česka (zdroj: <http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>, vlastní úprava).



Obr. 2: Mapa okolí Odlezenského jezera (zdroj: http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ZM50_PUB/WMSservice.aspx, vlastní úprava).

2.2.1 Vznik jezera

Na sesunutí svahu se podílely čtyři faktory, mající rozdílnou dobu vzniku a působení. Prvním faktorem bylo samotné geologické podloží lokality. Směr toku Mladotického potoka souhlasí se směry tektonických poruch v oblasti, z čehož lze usuzovat, že údolí je tektonicky založeno. Tektonické porušení hornin umožnilo rychlejší erozi a zahlubování údolí do souvrství arkóz, pískovců a slepenců. Po jejich proříznutí se

potok dostal do souvrství měkkých jílovců. Ty se nasákly vodou a jejich pevnost se snížila. To vedlo k posunu nadložních hornin do údolí. Druhým faktorem byl historický antropogenní vliv, konkrétně těžba pískovce používaného na stavby v okolí. Četné lomy, které se dochovaly do dnešní doby, přispěly ke snížení stability svahu a narušením nadloží umožnily přístup srážkových vod k podložním souvrstvím jílovců. Třetí faktor, který narušil stabilitu svahu, byl zářez pro železniční trať z Plzně do Žatce. Ten byl ve svahu v délce 150–200 m vystavěn v roce 1872. Při sesuvu byl tento zářez bez významného poškození posunut o 80 metrů po svahu, nebyl proto hlavní příčinou sesuvu. Posledním, čtvrtým, faktorem byly mimořádné srážky, které oblast postihly 25. května 1872, které infiltrovaly do narušeného nadloží a zvýšily jeho váhu, neboť pokračování infiltrace zabránily nepropustné jílovité vrstvy (Janský, 1976). Během této srážkové epizody byl zaznamenán i nejvyšší hodinový úhrn na našem území, 237 mm v Mladoticích, změřený naplněním otevřené nádoby (Kořistka, 1872 in Müller, 2002). Údaj proto nelze považovat za zcela přesný, jednalo se spíše o úhrn za zhruba 90 minut (Müller, 2002). Tato srážková epizoda vyvolala výrazné povodně na Střele, Blšance a Berounce. 26. května byl v Praze na Vltavě naměřen průtok 3 300 m³/s, který představuje pátou největší povodeň při měření od roku 1785 (Janský, 2003).

Sesuv o mocnosti 15–30 m zavalil údolí v délce 300 m, za ním se nadrželo dnešní jezero. Plocha sesuvem postiženého území je 23 ha (Janský, 1976). Jezero původně nemělo povrchový odtok, voda odtékala pod nahromaděnou sutí a vytékala dvěma prameny, z nichž jeden se zachoval dodnes. Tento stav byl zachován ještě v roce 1912. Koryto, kterým voda nyní odtéká, bylo za normálních vodních stavů suché (Čermák, 1912 in Janský, 1976).



Obr. 3: Pohled na jezero krátce po sesuvu (foto: C. Purkyně in Čermák, 1912 in Janský et al., 2010).



Obr. 4: Současný pohled na jezero od přítoku.

2.2.2 Dřívější batymetrický výzkum

Události roku 1872 jsou popsány v tehdejším tisku i obecních kronikách, publikaci o povodni zpracoval F. Skrejšovský (Janský, 1977), k podrobným geografickým výzkumům však nedošlo. Významnější studii věnoval jezeru až v roce 1912 J. Čermák. Ten odhadl hloubku jezera na 14-16 m (Čermák, 1912 in Janský, 1976). Měření půdorysu jezera provedl v roce 1963 L. Mucha. První systematické batymetrické mapování provedl až v roce 1972 B. Janský (Janský, 1977). Toto měření je možné označit za počátek dlouhodobého výzkumu Odlezelského jezera na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy. Další batymetrická měření probíhala v letech 1990, 1999 a 2003. V roce 2003, ve spolupráci s univerzitami v Jeně a Berlíně, bylo provedeno vrtání jezerních sedimentů. Cílem bylo ověření původní hloubky jezera a hodnocení rychlosti sedimentace (Šobr, 2007). V roce 2016 byl proveden geofyzikální průzkum dna jezerní pánve, jeho výsledkem by měla být původní batymetrická mapa po vzniku jezera.

2.3 Fyzickogeografický popis lokality

2.3.1 Geologie

Okolí jezera je tvořeno horninami mladšího proterozoika, permokarbonu. Jde o pískovce, arkózy a arkózové slepence, označované jako horniny spodního červeného souvrství. Pod komplexem těchto pískovcových hornin se nachází polohy měkkých jílovcových sedimentů. Poloha jílovců byla dokázána vrty na staveništi mostu v osadě Odlezy o mocnosti asi 6 m, u Přehořova s 9 m mocnou vrstvou jílu a 1 km VSV

od Přehořova, kde je mocnost vrstvy jílu 15 m. Úklon vrstev je asi 10-14 stupňů k západu (Janský, 1976).

2.3.2 Geomorfologie

Lokalita se nachází v geomorfologickém podcelku Žihelská pahorkatina. Jde o členitou pahorkatinu s neotektonickým uspořádáním v podobě symetrické morfostruktury dvou hrástí – Rabštejnské a Petrohradské pahorkatiny, které odděluje středový prolom Žihelské brázdy, ve kterém se nachází Odlezelské jezero. Brázda má měkký pahorkatinný reliéf sklánějící se konkávně prohnutými svahy od západu k východu. Západní zlomový svah nad jezerem je úbočím Potvorovského kopce (546 m n. m.). Ten má plochý krátký strukturně denudační hřbet se zbytky zarovnaného povrchu. Na příkrém západním svahu se nacházejí mocné balvanové sutě a bloky porušené rozsáhlými sesuvy (Demek et al., 1987 a Bína, Demek, 2012). Při terénním mapování byly identifikovány tři hlavní sesuvná území. S výjimkou katastrofického sesuvu, při kterém vzniklo jezero, se jedná o pohyby staršího data, charakteru ploužení (Janský, 1977). Střední nadmořská výška povodí jezera je 507,8 m n. m., střední sklon svahů je 3,97°. Největší sklonitosti je dosaženo na zlomových svazích oddělujících Žihelskou brázdu (Čuřík, 2009).

2.3.3 Klima

Podle Quittovy klasifikace, která vychází z klimatické řady 1901-1950, se okolí lokality řadí do klimatické oblasti MT11. Ta je slovně charakterizována takto: dlouhé léto, teplé a suché, přechodné období krátké s mírně teplým jarem a mírně teplým podzimem, zima je krátká, mírně teplá a velmi suchá s krátkým trváním sněhové pokrývky (Quitt, 1971). V blízkosti jezera se nenachází žádná srážkoměrná stanice ČHMÚ. Čuřík se ve své práci z roku 2009 pokusil kvantifikovat průměrné roční srážky na povodí jezera z dat ze čtyř nejbližších stanic – Velečín (530 mm), Manětín (486 mm), Plasy (484 mm) a Kralovice (485 mm). Při výpočtu byl rozdíl srážek mezi stanicemi rovnoměrně rozložen na jejich spojnici. Výsledkem této interpolace je hodnota 519 mm. Z hlediska rozložení srážek v průběhu roku je maxima dosaženo v letních měsících z důvodu přívalových dešťů, minima jsou naopak dosažena v zimních měsících, kde

průměrné měsíční srážky jsou poloviční oproti létu. Nejnižší průměrná teplota je dosažena v lednu, pod bodem mrazu se průměrná teplota drží i v prosinci a únoru. Maximální průměrná teplota je dosažena v červenci (Čuřík, 2009). Pro přesnější stanovení klimatických veličin byla v roce 2008 v Žihli instalována automatická meteorologická stanice Katedry fyzické geografie a ekologie. Pozorovací řada na této stanici je však zatím krátká a neodpovídá klimatickému normálu.

2.3.4 Hydrologie

Lokalita se nachází na Mladotickém potoce, který je levostranným přítokem Střely. Mladotický potok je 16,2 km dlouhý, pramení v Petrohradské pahorkatině, na jihozápadním úbočí Lhotského vrchu. Jezero se nachází mezi jeho 6. a 8. km (DIBAVOD, 2017). Jeho hlavním přítokem je pravostranný Žihelský potok, který pramení v Rabštejnské pahorkatině. Mladotický potok má vyšší průtoky v jarních měsících, v ostatních obdobích má Žihelský potok téměř dvojnásobné průtoky. Dalšími přítoky Mladotického potoka jsou pravostranný Přehořovský a levostranný Potvorovský potok. Druhým vodním tokem, který ústí do jezera, je Odlezelský potok. Jeho podíl na přítoku je však do 5 % (Čuřík, 2009). Povrchový odtok z jezera vytéká v místě kontaktu čela sesuvu s pravým svahem údolí. Má nevyrovnaný spád, výškový rozdíl 23 m překoná na 290 m délky (Janský, 1977). Nachází se na něm dva vodopády o výšce 1,7 a 1,9 m (Hrdonka, 2009). Druhým výtokem z jezera je podzemní výtok v místě bývalého železničního zářezu. Průměrná vydatnost pramene je 2 l/s (Janský, 1977). Plocha povodí jezera je 46,113 km² (Čuřík, 2009). Průměrný průtok Mladotického potoka v profilu Přehořov (nad jezerem) je 23,6 l/s (Čuřík, 2009). Mladotický potok je tokem pátého řádu podle absolutní řádovosti toku, podle Strahlerovy klasifikace je úsek potoka, na kterém leží jezero, tokem čtvrtého řádu (Řád vodních toků podle Strahlera, 2012).

2.3.5 Půdy

V okolí lokality převažují především kambizemě, nejrozšířenějšími subtypy jsou kambizem mesobazická a dystriická. Na svazích Potvorovského kopce lze nalézt podzol arenický. Severozápadně od lokality, na pravém břehu Odlezelského potoka, se vyskytuje hnědozem luvická. V okolí vodních toků se nachází fluvizem modální, v méně svažitéch

oblastech lemovaná pseudoglejem modálním (půdní mapa 1 : 50 000, 2014). Z půdních druhů jsou zastoupeny půdy střední, písčitohlinité a hlinité, a lehké, hlinitopísčité (Čuřík, 2009).

2.3.6 Vegetace a land-use

Biogeograficky patří okolí lokality do provincie středoevropských listnatých lesů, subprovincie hercynské, bioregionu Rakovnicko-Žlutického. Biota je mezofilní, vlivem člověka ochuzená. Zastoupen je dubovo-bukový a bukový vegetační stupeň. Výskyt buku je přirozeně omezený, převažují prvky acidofilních doubrav a borů. V současnosti jsou lesy přeměněny na kulturní smrčiny a bory. Flóra není příliš pestrá, dominují mezofilní druhy. Zastoupena je běžná hercynská fauna, až k lokalitě pronikl ježek východní. Vodní toky patří do pstruhového až parmového pásma (Culek et al., 2013). Potenciální přirozená vegetace je biková a/nebo jedlová doubrava, ve vyšších polohách biková bučina. Z pohledu fyto geografického členění spadá lokalita do Českomoravského mezofytika, okrsku Jesenická plošina (národní geoportál INSPIRE, 2017).

V současném využití území v okolí lokality převládá v nižších polohách orná půda, ve vyšších a sklonitějších polohách jehličnatý les. V okolí vodních toků se nacházejí pastviny a zemědělské oblasti s přirozenou vegetací (Corine Land Cover, 2012). V průběhu 50. až 70. let minulého století došlo v povodí jezera k významným změnám způsobeným kolektivizací a spojováním zemědělských pozemků. Byly rozorány meze a terasy, čímž se zvýšil sklon a prodloužila se délka svahů. Použitím těžké mechanizace dochází ke zhutňování půdy. To vede k vyšší erozi půd a následné sedimentaci na dně jezera (Schulte et al., 2011 a Janský a Urbanová, 1994). V současnosti je část orné půdy v povodí jezera využívána pro pěstování rychlerostoucích energetických dřevin.

2.4 Metody batymetrického mapování jezer

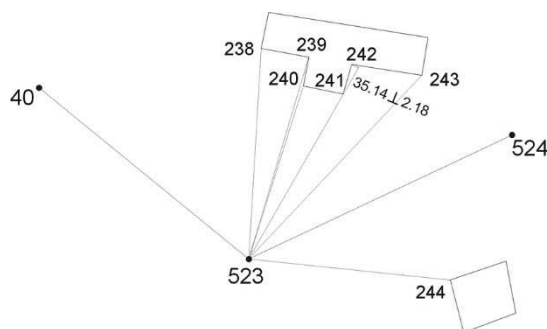
2.4.1 Metody mapování břehové linie

Prvním krokem, který předchází vlastnímu měření hloubek, je mapování břehové linie. Její zmapování slouží k získání základních polohopisných údajů o jezeře a zároveň

určení polohy bodů, ze kterých budou vedeny příčné profily pro měření hloubek. Měření lze provést různými metodami, které se liší v přesnosti a rychlosti prací, nárocích na vstupní data, ale také na potřebném přístrojovém vybavení. Ty nejdůležitější metody jsou dále popsány.

2.4.1.1 Polární metoda

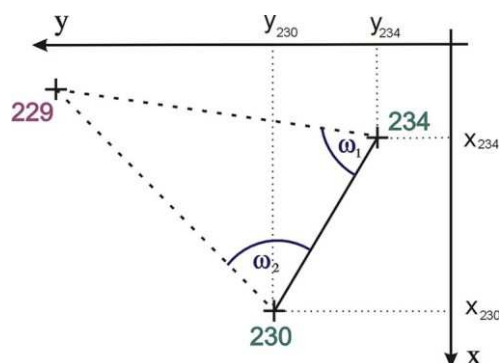
Polární metoda je jednou z často používaných metod podrobného měření polohopisu. Poloha podrobného (určovaného) bodu je určována pomocí polárních souřadnic – vodorovného úhlu mezi orientačním směrem a podrobným bodem a délkou od stanoviště k podrobnému bodu. Rozlišuje se pevné a volné stanoviště. Pevné stanoviště je bod o známých souřadnicích, souřadnice volného stanoviště jsou neznámé (Čada, 2017). Při měření je možné pro body, jež nejsou ze stanoviště vidět, použít polární kolmici (Mašín, 1978). Na obrázku 5 je použita pro bod č. 242. Úhel je měřen teodolitem, délka pásmem nebo dálkoměrem.



Obr. 5: Měření polární metodou (Čada, 2017).

2.4.1.2 Metoda protínání vpřed

Metoda protínání vpřed spočívá ve měření směrů k měřenému bodu alespoň ze dvou pevných stanovišť, pro kontrolní účely je vhodné použít stanovišť tři. Poloha měřeného bodu je určena průsečíkem linií vedených ze stanovišť pod těmito směry. Směry jsou měřeny teodolitem. (Mašín, 1978). Pro použití této metody je nutné znát polohu dostatečného množství pevných bodů tak, aby z nich byla pokrytá celá mapovaná oblast.

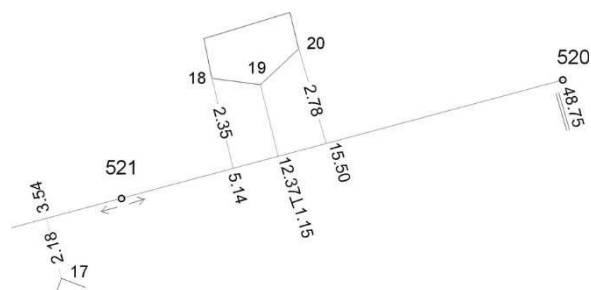


Obr. 6: Měření metodou protínání vpřed (Čada, 2017)

2.4.1.3 Ortogonální metoda

Ortogonální metoda – také nazývaná metoda pravoúhlých souřadnic nebo polygonová metoda – je metoda využívající polygonový pořad. Polygonový pořad je prostorová lomená čára, která je určena vodorovnými délkami stran a vodorovnými úhly, které svírají. Alespoň jedna z těchto stran musí být orientována (Čapek, 1992). Pro potřeby batymetrického mapování jezer stačí její orientace pomocí kompasu nebo busoly (Česák, Šobr, 2005). Polygonové strany je možné zahustit měřickými přímkami, které spojují nesousedící body polygonu. Měřické přímky mohou být pevné – připojené na body ležící na této měřické přímce, nebo volné – připojené na body mimo tuto přímku (Čada, 2017).

Poloha podrobného bodu se určuje pravoúhlými souřadnicemi – kolmicí a staničením. Kolmice udává kolmou vzdálenost podrobného bodu od polygonové strany, nebo měřické přímky, staničení vzdálenost paty kolmice měřenou po polygonové straně, nebo měřické přímce, od počátku. Kvůli přesnosti je nutné konstruovat pořad tak, aby vedl co nejblíže břehové linii jezera (Čapek, 1992).



Obr. 7: Měření ortogonální metodou (Čada, 2017).

Úhlová měření jsou prováděna pomocí teodolitu, všechna délková měření pomocí pásem. Při volbě polygonových bodů je nutné dbát na zachování viditelnosti obou

sousedních bodů, aby bylo možné změřit horizontální úhel. Z důvodu omezení rizika vzniku chyby je potřeba vybrat polygonové body tak, aby jich bylo co nejméně. Kontrolu správnosti měření úhlů lze provést pomocí vzorce pro součet vnitřních úhlů v mnohoúhelníku (Česák, Šobr, 2005).

2.4.1.4 Měření s využitím totální stanice

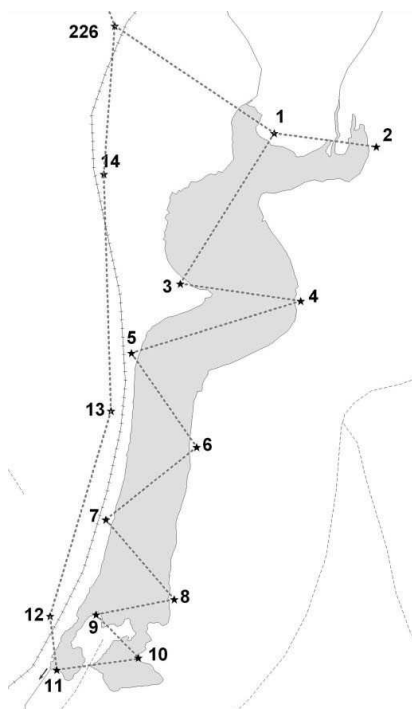
Totální stanice je geodetický přístroj, který umožňuje současné měření vzdáleností, vodorovných směrů a výškových úhlů. Je vybavena softwarem a vnitřní pamětí, které umožňují ukládání dat a operace s nimi – například převod polárních souřadnic na pravoúhlé nebo výpočet převýšení (Česák, Šobr, 2005). K měření je používán laserový paprsek, který se odráží od odrazného hranolu nebo jiné pevné překážky.



Obr. 8: Totální stanice typu LEICA FLEXLINE TS02power na stativu (zdroj: https://www.geoserver.cz/totalni-stanice/totalni-stanice/totalni_stanice_leica_flexline_ts02power-1060).

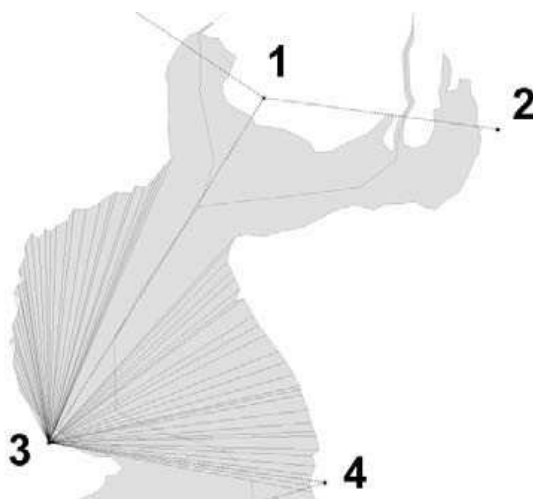
Před započítím měření je nutné totální stanici orientovat. První metodou orientace je zadání souřadnic známého bodu, nejčastěji trigonometrického, který se stane prvním stanovištěm. Zaměřením jiného geodetického bodu o známých souřadnicích je totální stanice orientována. Poté je možné zaměřovat libovolná stanoviště. Místo geodetických bodů lze použít i body zaměřené GNSS. Orientace pomocí kompasu není dostatečně přesná. Druhou metodou orientace je založení místního souřadného systému. Na prvním stanovišti jsou jako výchozí hodnoty zadány $x=0$, $y=0$, $z=0$. Hodnotu nadmořské výšky je také možné určit podle mapy. Orientaci $H_z=0$ je možné provést do libovolného směru. Nevýhodou tohoto postupu je nutnost výslednou břehovou linii pro práci v GIS

georeferencovat (Česák, Šobr, 2005). Totální stanici je také možné použít při měření dříve popsanými metodami (Kučera, 2014).



Obr. 9: Uzavřený polygonový pořad pro mapování břehové linie Odlezenského jezera v roce 2003. Vychází z trigonometrického bodu 226, body 1-11 jsou stanovišky pro mapování břehové linie (Česák, Šobr, 2005).

Podrobné mapování břehové linie je prováděno z několika stanovišek, která jsou rozmístěna tak, aby z nich byla viditelná co největší část břehové linie. Zaměřované body na břehové linii jsou rozmístěny rovnoměrně, ale tak, aby byly postiženy všechny lomové body (Česák, Šobr, 2005).



Obr. 10: Podrobné mapování břehové linie. Čáry spojují body zaměřované ze stanoviška 3 (Česák, Šobr, 2005).

2.4.1.5 Vektorizace leteckého snímku

Využití ortorektifikovaného leteckého snímku pro mapování průběhu břehové linie je jednoduchá a rychlá metoda, vyžaduje ovšem nezastíněný výhled, který je obtížně dosažitelný v oblastech s hustým břehovým porostem. Ideální je její použití při mapování vysokohorských jezer (Huggett, 2008 a Kučera, 2014). Při volbě vhodného leteckého snímku je nutné počítat s tím, že přesnost vektorizované břehové linie závisí na prostorovém rozlišení snímku.

2.4.1.6 GNSS

GNSS – Global Navigation Satellite System, v češtině globální družicový navigační systém, umožňuje velmi přesné určení polohy za pomoci signálu z družic. K tomu využívá pasivní dálkoměrnou metodu. Vzdálenosti mezi přijímačem a signál vysílajícími družicemi jsou určeny z doby, za kterou je urazí rádiový signál (Voženílek, 2001). V současnosti existují čtyři systémy: dlouhodobě využívaný systém GPS z USA, ruský GLONASS, čínský BeiDou a nejnovější evropský Galileo, jehož služby byly spuštěny 15. prosince 2016 (Nesládek, 2016). Moderní přijímače signálu umí ke zpřesnění polohy využívat více těchto systémů. Protože i v současnosti zůstává GPS nejvyužívanějším systémem, bude se práce dále zabývat jen jím. Principy, na kterých fungují ostatní systémy, jsou podobné.

Systém GPS byl vyvíjen od roku 1973 pod vedením U.S. Air Force za účelem přesného určení polohy rychle se pohybujících objektů v reálném čase (Švábenský et al., 1995). Plné funkčnosti bylo dosaženo v roce 1993. Využití pro civilní účely bylo omezeno záměrnou chybou *Selective Availability* – ta způsobovala odchylky při určení polohy o 100 metrů v horizontálním a 156 metrů ve vertikálním směru. Byla odstraněna 2. května roku 2000, Spojené státy však mají právo snížit sílu nebo přesnost signálu (Čábelka, 2008).

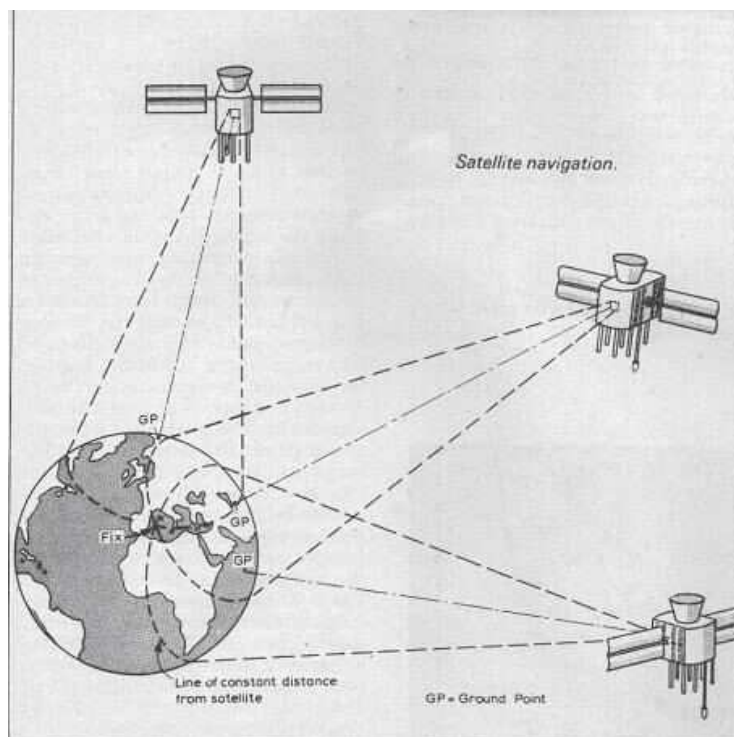
Systém GPS je složen ze tří podsystémů (segmentů). *Kosmický podsystém* se skládá z 31 družic, z nichž 24 je základních, které zajišťují, aby z jakéhokoli místa na Zemi byly vidět vždy nejméně čtyři. Družice jsou rozmístěny po čtyřech na šest drah rovnoměrně rozmístěných okolo Země ve výšce přibližně 20 200 km nad jejím povrchem. Tím je podmínka viditelnosti čtyř satelitů splněna (GPS.GOV, 2017). Přesný čas, nutný pro určení polohy, zajišťují atomové hodiny (Švábenský et al., 1995).

Řídicí podsystem tvoří pět monitorovacích stanic, které nepřetržitě pozorují družice, hlavní řídicí stanice, která data zpracovává a tři pozemní řídicí stanice. Řídicí podsystem počítá efemeridy – informace o polohách družic, zajišťuje přesný chod atomových hodin, monitoruje funkci družic a údaje posílá zpět družicím (Voženílek, 2001).

Uživatelský podsystem tvoří jednotlivé GPS přijímače. Ty zaznamenají čas příjmu signálu z družic, polohu družic získají z efemeridů, které jsou součástí signálu vysílaného družicemi. Z těchto parametrů je vypočítaná poloha přijímače (Voženílek, 2001).

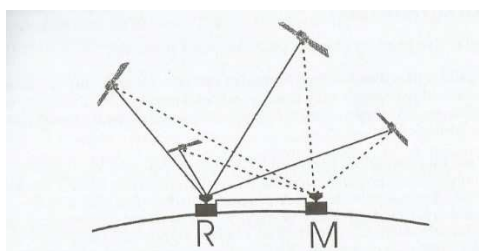
Signál družic je tvořen dvěma nosnými radiovými vlnami, L1 s frekvencí 1575,42 MHz a L2 s frekvencí 1227,70 MHz, které jsou modulovány. K tomu se používají pseudonáhodné kódy. Pseudonáhodný C/A kód (Coarse/Acquisition) je vysílán na vlně L1 a je dostupný všem uživatelům. P kód (Precision) je vysílán na obou vlnách, ale je šifrovaný, dostupný je jen pro autorizované uživatele. Umožňuje přesnější určení polohy. Informace o efemeridech nese navigační zpráva (Navigation Message), která je modulovaná na obou vlnách (Gopi, 2005 a Čábelka 2008).

Určení polohy přijímače vyžaduje následující kroky: *měření navigačních parametrů*, kdy je na základě signálu z družice vypočítaná vzdálenost a radiální rychlost družice, *výpočet polohy družic* na základě efemerid, *určení polohy přijímače* na základě řešení soustavy rovnic – počítány jsou pseudovzdálenosti na základě znalosti šíření radiového signálu a rozdílu mezi časy vyslání a příjmu signálu, pro zpřesnění polohy je nutné použít doplňující výpočty. Posledním krokem je *transformace souřadnic do souřadnicového systému přijímače*. Pro určení polohy je nutné přijmout signál alespoň ze tří družic, pro určení polohy a výšky jsou potřeba alespoň čtyři družice (Voženílek, 2001).



Obr. 11: Určení polohy pomocí GPS (zdroj: http://www.qsl.net/ik1zoy/text/gps11_01.htm).

Diferenční GPS (differential GPS, DGPS) umožňuje dosažení horizontální přesnosti v řádu desítek centimetrů. Princip DGPS spočívá v použití dvou přijímačů a předpokladu, že chyby v určení polohy mezi blízkými přijímači jsou korelované (Švábenský et al., 1995). První přijímač, *referenční (R)*, je umístěn na bodě o známých souřadnicích, například na geodetickém bodě. Provádí neustálá měření pseudovzdáleností od všech družic a porovnává je s vypočtenými na základě známých souřadnic. Jejich rozdíly jsou vysílány jako korekce druhému, *mobilnímu (M)* přijímači, který je využívá k zpřesnění polohy (Voženílek, 2001).



Obr. 12: Princip DGPS (Voženílek, 2001).

Pro příjem korekcí je také možné použít data z permanentních referenčních stanic. Ta jsou poskytována na komerční bázi prostřednictvím radiového signálu nebo internetu. Síť permanentních referenčních stanic CZEPOS na našem území provozuje Zeměměřický úřad (CZEPOS, 2017). Další sítě provozují soukromí provozovatelé.

Kinematika v reálném čase (real time kinematics, RTK) umožňuje dosažení přesnosti v řádu centimetrů. K určení polohy využívá dvoufrekvenční měření. Využity jsou frekvence L1 a L2. Přijímače měří zároveň fázi nosného signálu a pseudovzdálenosti. Pro měření je také nutný referenční přijímač, jehož data jsou porovnávána s daty mobilních přijímačů. Vzdálenost mezi přijímači nesmí překročit 20 km (Gopi, 2005). Také pro RTK lze přijímat korekce z permanentních referenčních stanic (CZEPOS, 2017).

2.4.2 Měření hloubek

Dalším krokem batymetrického mapování je samotné měření hloubek. Před započítím měření je nutné stanovit, kde budou hloubky měřeny. Pro toto rozhodnutí je vhodné mít alespoň představu o rozložení hloubek v jezeře, aby došlo k dostatečnému proměření celého jezera. Hustota měření by měla být rovnoměrná po celé ploše jezera (Česák, Šobr, 2005). Dále je potřeba znát přesnou polohu měřeného bodu. V praxi se používají dvě metody, jak měření provést.

První metodou je *měření v příčných profilech*. Ty jsou vytyčeny mezi zaměřenými body břehové linie, čímž je zajištěna informace o jejich přesné poloze. Hodnoty hloubek jsou odečítány podél profilů v pravidelných intervalech. Platí, že čím je plocha jezera menší, tím menší by měl být interval odečítání. U velkých jezer se používá měření po 5 m, u malých po 1 m. Pro vytyčení profilů jsou používány vlasce z materiálů odolných proti natahování, samotné měření se provádí z lodě jedoucí podél vlasce (Česák, Šobr, 2005).

Druhou metodou je *záznam polohy pomocí zařízení GNSS* (Global Navigation Satellite System). Ke každému měření hloubky je pomocí zařízení GNSS proveden záznam o jeho poloze v globálním souřadnicovém systému. Ten je možné provést samostatným přijímačem, v současnosti existují i zařízení s integrovaným přijímačem GNSS. Výhodou tohoto měření je rovnoměrnější pokrytí plochy jezera body měření a menší časová náročnost. Nevýhodou může být nedostatečná přesnost zánamu polohy, která se na otevřené ploše jezera může pohybovat v řádu jednotek metrů. Nepřesnosti lze odstranit použitím technologie DGPS nebo RTK (Huggett, 2008).

2.4.2.1 Olovnice nebo cejchovaná lať

Nejstarší metodou měření hloubek je měření pomocí olovnice, na laně zavěšeného závaží. Hloubka se určila pomocí délky lana poté, co závaží dopadlo na dno (Dierssen, Theberge, 2014). V mělkých vodách je možné k určení hloubky použít cejchovanou lať. Aby se zabránilo proniknutí latě do sedimentů na dně je opatřena patkou (Česák, Šobr, 2005). Odečtení hodnoty hloubky je provedeno pomocí stupnice na lati. Cejchovaná lať je využívána v oblastech s hustou vodní vegetací nebo na mělčinách, kde není možné použít echolot (Česák, Šobr, 2005).

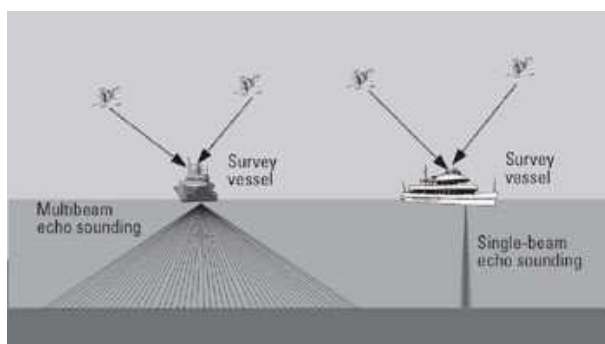
2.4.2.2 Echolot

Echolot, též se používá označení sonar (SOund NAvigation and Ranging), je přístroj využívající vysílané a odražené akustické vlny, které slouží k měření hloubek, detekci a lokalizaci objektů nebo komunikaci a navigaci (Hodges, 2010). Systém byl vyvinut na začátku 19. století nejprve za účelem navigace lodí do přístavů, po katastrofě Titanicu byl Reginaldem Fessendenem vyvinut transducer, který umožnil vysílat i přijímat zvuk za účelem detekce objektů ve vodě. Významné zdokonalení doznal systém v průběhu první světové války za účelem odhalování nepřátelských ponorek (Dierssen, Theberge, 2014). Echolot vysílá akustickou vlnu, ta prochází vodním prostředím, než narazí na pevnou překážku, od které se odrazí. Odražená vlna je zaznamenána echolotem. Z času, který uplynul mezi vysláním a přijetím signálu, je vypočtena hloubka. Pro výpočet je nutné znát rychlost zvuku ve vodě. Ta není konstantní, mění se s hloubkou a ročním obdobím. Náhlé změny rychlosti zvuku jsou dosaženy zejména v termoklině (Darbyshire, Edwards, 1972 in Popielarczyk, Templin 2013). Data z echolotu je pro zpřesnění výsledků nutné kalibrovat měřením profilu rychlosti zvuku s hloubkou. Paprsek sonaru má tvar kónického kuželu – s rostoucí hloubkou se zvětšuje plocha, na kterou dopadá, a snižuje se přesnost měření. Obvyklý rozsah hloubek, ve kterém jsou sonary schopné měřit, je 0,4 – 200 m (Česák, Šobr, 2005). Sonary je možné dělit na jednopaprscitý sonar, mnohopaprscitý sonar a parasound.

Jednopaprscitý sonar je základní variantou sonaru. Vysílá jediný paprsek. Úhel záběru paprsku je obvykle mezi 10° a 30°. Čím je tento úhel větší, tím větší plocha je snímána, roste ale nepřesnost měření (Novák et al., 2015).

Mnohopaprscitý sonar vysílá více paprsků, obvykle ve formě bodového pásu. Maximální úhel záběru dosahuje až 120°. Výhodou tohoto systému je, že umožňuje dostatečně podrobně mapovat větší oblast než sonar jednopaprscitý, proto je vhodný pro urychlení mapování rozsáhlých oblastí (Novák et al., 2015).

Parasound, parametrický sonar, se používá k určení hloubky a výzkumu mělké vrstvy sedimentu. Jeho princip spočívá ve vyslání dvou signálů o různých frekvencích. V centrální části paprsku je generována sekundární frekvence. Výrazně menší úhel zvyšuje prostorové rozlišení a umožňuje rozlišit sedimentární morfologii dna (Novák et al., 2015).

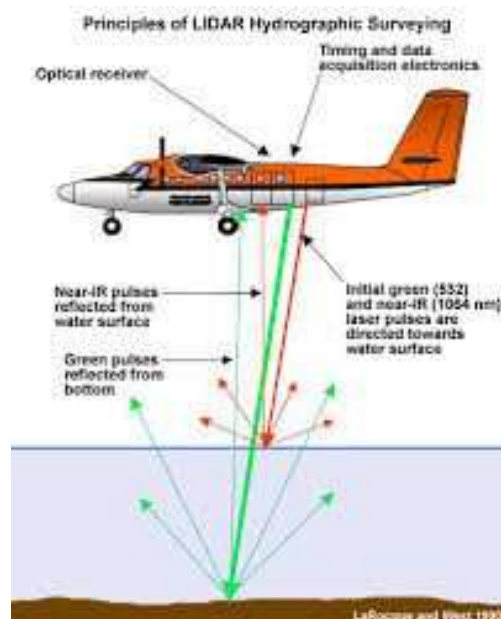


Obr. 13: Porovnání mnohopaprscitého a jednopaprscitého sonaru (zdroj: <http://www.globalspec.com/reference/66292/203279/10-10-gps-for-seafloor-mapping> 2006).

2.4.2.3 Metody dálkového průzkumu

Popsané metody měření hloubek jsou velmi časově náročné. Efektivně je lze použít pouze pro malé vodní plochy. Tato nevýhoda je odstraněna metodami dálkového průzkumu. S nosiči v podobě letadel či satelitů lze rychle obsáhnout velkou plochu. Faktorem limitujícím využití těchto technologií je zatím jejich vysoká cena.

Lidar (LIght Detection And Ranging) je rychlý a přesný způsob měření hloubek na velkých plochách čistých vod. Princip lidarů spočívá ve vysílání a příjmu odraženého laserového záření. První odraz je zaznamenán od vodní hladiny, další odrazy jsou zaznamenány od vodních částic, poslední odraz je ode dna. Hloubka je vypočítána jako rozdíl prvního a posledního odrazu. Obvykle se používá zelený laser, protože delší vlnové délky jsou vodou absorbovány, nebo dvoupaprscitý systém, který používá zelený laser k určení odrazu ode dna a infračervený k určení odrazu od vodní hladiny. Je možné měřit hloubky až do 70 m. Nevýhodou lidarů je jeho vysoká cena (Gao, 2009).



Obr. 14: Dvoupaprscitý Lidar (zdroj: https://www.meted.ucar.edu/sign_in.php?go_back_to=http%253A%252F%252Fwww.meted.ucar.edu%252Foceans%252Fhydrography%252Fprint.htm##).

Optické metody vycházejí z principu, že odraz v modrém a zeleném spektru je funkcí hloubky. Hloubka je odvozována z leteckých nebo satelitních snímků na základě kalibračních měření in-situ. Metodu lze použít až do hloubky 30 m (Gao, 2009).

2.4.3 Metody prostorové interpolace

Při popsaných metodách měření hloubek jsou získána pouze bodová data. Hloubka mimo tyto body je neznámá. Pro zpracování batymetrické mapy je nutné tuto neznámou hloubku odhadnout na základě měřených bodů. Tento odhad je cílem prostorové interpolace. Existuje řada interpolačních metod, Jin a Heap (2008) jich uvádějí 42, které se liší svým matematickým základem, použitím nebo požadavky na vstupní data. Interpolační metody je možné dělit podle různých hledisek:

Metody deterministické a stochastické. Deterministické metody interpolují přímo z hodnot měřených bodů. Pokaždé bude vypočten stejný odhad. Stochastické metody jsou založeny na statistickém modelu předpokládajícím prostorovou závislost mezi body (Křikavová, 2009). Jin a Heap (2008) používají termín geostatistické metody.

Metody lokální a globální. Lokální metody využívají pro odhad hodnoty jen malou část bodů. Tyto body leží v okolí odhadovaného bodu. Algoritmus výpočtu je nutné použít opakovaně, aby bylo popsáno celé území. Změna hodnoty měření ovlivní výsledek pouze lokálně (Křikavová, 2009). Problémem těchto metod je definování okolí

bodů a tím i výběr bodů, které se zúčastní výpočtu (Dobrovolný, 2005). Naopak globální metody zahrnují do výpočtu všechny měřené body. Použita je jedna matematická funkce pro celé území (Křikavová, 2009).

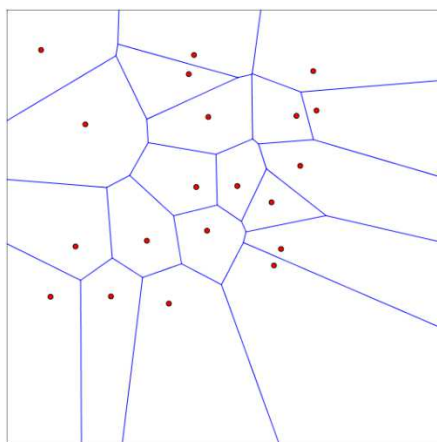
Metody exaktní a aproximující. Exaktní metody zachovávají hodnoty v bodech měření (Dobrovolný, 2005), mohou být označeny za přesný interpolátor (Ježek, 2015). U aproximačních metod je hodnota v bodech měření odlišná, závislá na použitém algoritmu. Lze je použít v případě, že je uvažována chyba měření (Dobrovolný, 2005).

Metody spojité a zlomové. Výsledkem spojitých metod jsou hladké povrchy, zlomové metody produkují diskrétní, skokem se měnící povrchy (Dobrovolný, 2005).

Následující podkapitoly přináší přehled základních interpolačních metod dostupných v softwaru ArcMap.

2.4.3.1 Nearest neighbor

Metoda nejbližšího souseda. Jde o nejjednodušší metodu prostorové interpolace. Poprvé byla využita pro určení srážkových průměrů H. Thiessenem v roce 1911 (Kolář, 2003). Každému interpolovanému bodu přiřazuje hodnotu nejbližšího měřeného bodu. Postup interpolace spočívá v rozdělení území na nepravidelné trojúhelníky s vrcholy v měřených bodech tak, aby kružnice opsaná tomuto trojúhelníku neobsahovala jiné body, tzv. Delaunayho triangulace. Osami stran těchto trojúhelníků jsou definovány Thiessenovy polygony (v matematice se užívá termínu Voronoiovy diagramy). V závislosti na rozmístění bodů mohou být tyto polygony pravidelné nebo nepravidelné. (Dobrovolný, 2005). Každému polygonu je přiřazena hodnota bodu, který v něm leží.



Obr. 15: Thiessenovy polygony – interpolace metodou nearest neighbor (zdroj: http://learning.cis.upenn.edu/cis520_fall2009/index.php?n=Lectures.LocalLearning).

Vlastnosti metody nearest neighbor

Jde o lokální metodu interpolace, nebere v úvahu vlastnosti prostorové veličiny. Není vhodná pro spojité jevy, protože produkuje skokem se měnící povrchy (Dobrovolný, 2005). Pro zpracování batymetrických měření není vhodná (Kučera, 2014).

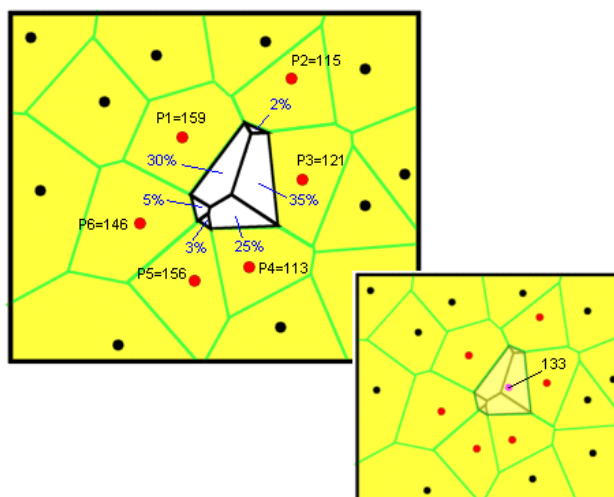
2.4.3.2 Natural neighbor

Metoda přirozeného souseda, také známá jako „area-stealing interpolation“. Poprvé byla použita Robinem Sibsonem v roce 1981. Tato metoda vychází z metody nejbližšího souseda. Matematicky je interpolace počítána jako vážený průměr z bodů měření (ArcGIS Help, 2017):

$$z_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i z_i$$

Stejně jako při metodě nejbližšího souseda jsou vytvořeny Thiessenovy polygony. Ty jsou překryty novým polygonem, který byl vytvořen po přidání interpolovaného bodu (Ledoux, Gold, 2005). Body, kterým přísluší překryté polygony se nazývají přirození sousedé. Váha λ_i každého bodu je vypočtena jako podíl překryté části příslušného polygonu A_i ku ploše polygonu interpolovaného bodu (Křikavová, 2009):

$$\lambda_i = \frac{A_i}{\sum_{j=1}^n A_j}$$



Obr. 16: Schéma výpočtu natural neighbor (zdroj: <http://www.geography.hunter.cuny.edu/~jochen/GTECH361/lectures/lecture10/3Dconcepts/Natural%20Neighbors.htm>).

Vlastnosti metody natural neighbor

Metoda přirozeného souseda je přesný interpolátor. Je vhodná pro pravidelně rozmístěná měření, výsledný povrch je spojitý a vyhlazený, neobsahuje extrapolované hodnoty (Křikavová, 2009).

2.4.3.3 IDW

IDW – Inverse Distance Weighting, metoda vážených inverzních vzdáleností – je jednou z nejjednodušších a nejčastěji používaných interpolačních metod. Je založena na předpokladu, že bližší měření mají větší vliv na výsledek. Matematicky je vyjádřena jako vážený průměr hodnot měření (Ježek, 2015):

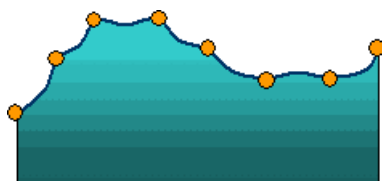
$$z_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i z_i$$

Váhy λ_i jsou nepřímo úměrné mocnině vzdálenosti r^a mezi interpolovaným bodem a body měření, zároveň platí, že součet vah je rovný jedné (Ježek, 2015):

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{r_i^a}}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{r_j^a}}$$

Vlastnosti metody IDW

Metoda IDW je přesným interpolátorem. Lokální extrém, minima a maxima, jsou dosaženy v bodech měření, mimo oblast měřených dat směřuje k průměru. S rostoucí mocninou roste vliv nejbližšího měřeného bodu na výsledky interpolace. Při první mocnině vznikají v bodech měření špičky, při vyšších mocninách je průběh vyhlazený. Při mocninách vyšších než 10 se výsledná interpolace přibližuje metodě nejbližšího souseda, proto je při praktickém použití nejčastěji volena druhá mocnina. Protože se vzdálenosti okolo měřených bodů počítají symetricky, interpolované povrchy často obsahují kruhové struktury „bull’s-eyes“ kolem bodů měření. IDW nebere v potaz vzájemnou konfiguraci bodů měření, ani vlastnosti prostorové veličiny. (Ježek, 2015).



Obr. 17: Příčný řez povrchem interpolovaným funkcí IDW (ArcGIS Help, 2017).

2.4.3.4 Spline

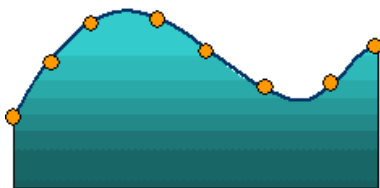
Spline, pro který se užívá též označení radial basis function (RBF), interpoluje měření sadou na sebe hladce navázaných matematicky definovaných funkcí tak, aby u výsledného povrchu bylo dosaženo minimální zakřivení. Pro každou část povrchu je počítaná vlastní polynomická funkce, nejčastěji kubická. Jejich hladké spojení je zajištěno, mají-li totožné první dvě derivace. Funkce spline je matematicky vyjádřena jako součet polynomické funkce $T(s)$ a váženou radial basis function $R(r_i)$ pro každý měřený bod. Ta je vážená na vzdálenosti mezi interpolovaným bodem a měřenými body r_i (Křikavová, 2009):

$$S(s) = T(s) + \sum_{i=1}^n \lambda_i R(r_i)$$

Polynomická funkce a radial basis function jsou voleny podle použitého typu metody spline. Mezi základní typy patří regularized spline a tension spline (Štych, 2008).

Vlastnosti metody Spline

Spline je přesný interpolátor, lokální extrémů jsou dosaženy mimo body měření, mimo oblast měřených dat pokračuje ve svém předchozím běhu (Ježek, 2015). Dokáže proto vypočítat i vyšší a nižší hodnoty, než jsou hodnoty měřených bodů. Interpolací jsou vytvářeny hladké povrchy (ArcGIS Help, 2017). Není vhodný pro povrchy s náhlými výraznými změnami (Štych, 2008).



Obr. 18: Příčný řez povrchem interpolovaným funkcí Spline (ArcGIS Help, 2017).

2.4.3.5 Kriging

Kriging je geostatistická metoda interpolace, vycházející z váženého průměru. Váhy jsou voleny tak, aby chyba odhadu byla minimální. Pro splnění tohoto požadavku je nutné znát vlastnosti prostorové veličiny, které jsou popsány pomocí variogramu. Poprvé byl použit Jihoafričanem Danielem Krigem pro odhad vydatnosti rudních ložisek (Ježek, 2015). Jin a Heap (2008) uvádějí 21 typů krigingu použitelných pro různá vstupní data nebo situace, ale tato práce se bude zabývat pouze základním krigingem (ordinary

kriging, OK), který je využitelný pro interpolaci hloubkových měření a je také nejčastěji využívanou interpolační metodou (Jin, Heap, 2011).

Výpočet interpolace je zapsán pomocí soustavy rovnic krigingu:

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \mu_L = \gamma(x_i - x_0) \quad i = 1, 2, \dots, n$$

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j = 1$$

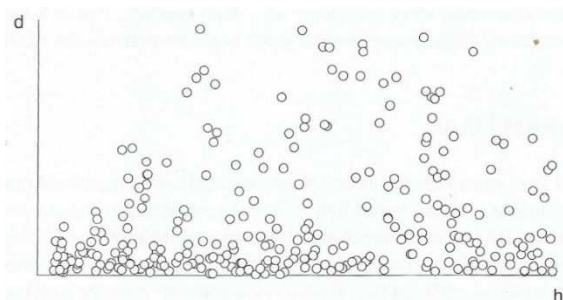
Jde o celkem $n + 1$ rovnic pro $n + 1$ neznámých. Těmi jsou hledané váhy λ_i a Lagrangeův multiplikátor μ_L . Na levé straně první rovnice jsou hodnoty variogramu γ pro všechny dvojice bodů, na pravé straně pro dvojice bodů měření s počítaným bodem. Druhá dvojice vyjadřuje podmínku jednotkového součtu vah. Při počítačové implementaci se soustava zapisuje v maticové podobě (Ježek, 2015).

Variogram (užívá se též označení *semivariogram*) popisuje strukturu prostorové veličiny. Je založen na předpokladu, že variabilita naměřených hodnot mezi blízkými body je menší než mezi vzdálenými. Křivka variogramu je modelem průměrné nepodobnosti dvojice bodů v určité vzdálenosti. Variogram je popsán použitým modelem a jeho parametry. Model je matematicky popsána křivka variogramu. Na použitém modelu závisí vlastnosti výsledného povrchu (Ježek, 2015).

Pro výpočet variogramu je zavedena charakteristika nepodobnosti d (dissimilarity) – polovina kvadrátu rozdílu hodnot dvojice bodů (Ježek, 2015).

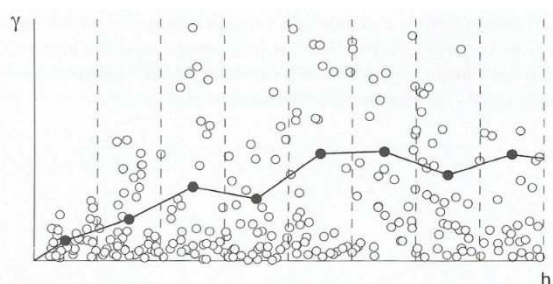
$$d = \frac{1}{2} [z(x_i) - z(x_j)]^2$$

Nepodobnost, spočítanou pro všechny dvojice bodů měření, je možné vykreslit do grafu v závislosti na vzdálenosti těchto bodů. Takový graf se nazývá variogram mrak (variogram cloud). Z grafu je patrné, jak s rostoucí vzdáleností bodů narůstá rozptyl hodnot nepodobnosti v nich (Ježek, 2015).



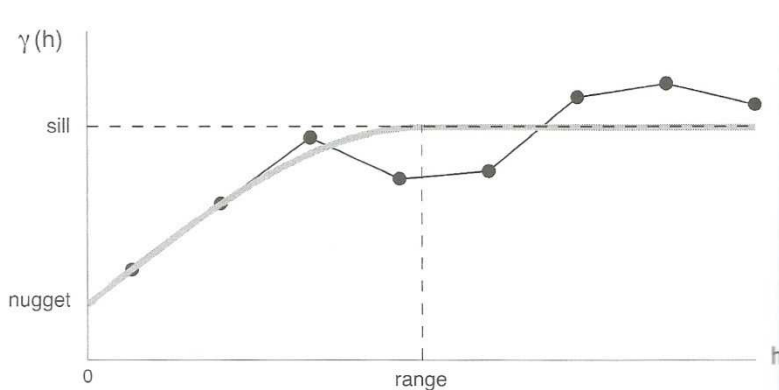
Obr. 19: Variogram mrak (Ježek, 2015).

Pro další práci s daty je nutné získat informaci o růstu nepodobnosti se vzdáleností. Vzdálenost je rozdělena na intervaly a v každém z intervalů je spočítána hodnota průměrné nepodobnosti. Ta je přiřazena středu daného intervalu. Výsledný graf se nazývá empirický variogram. Krok variogramu (lag) označuje vzdálenost středů tříd. Při krátkém kroku variogramu bude průběh empirického variogramu příliš proměnlivý, naopak při příliš dlouhém kroku dojde ke ztrátě informace o nárůstu nepodobnosti při počátku empirického variogramu, která je důležitá pro přesnost interpolace (Ježek, 2015).

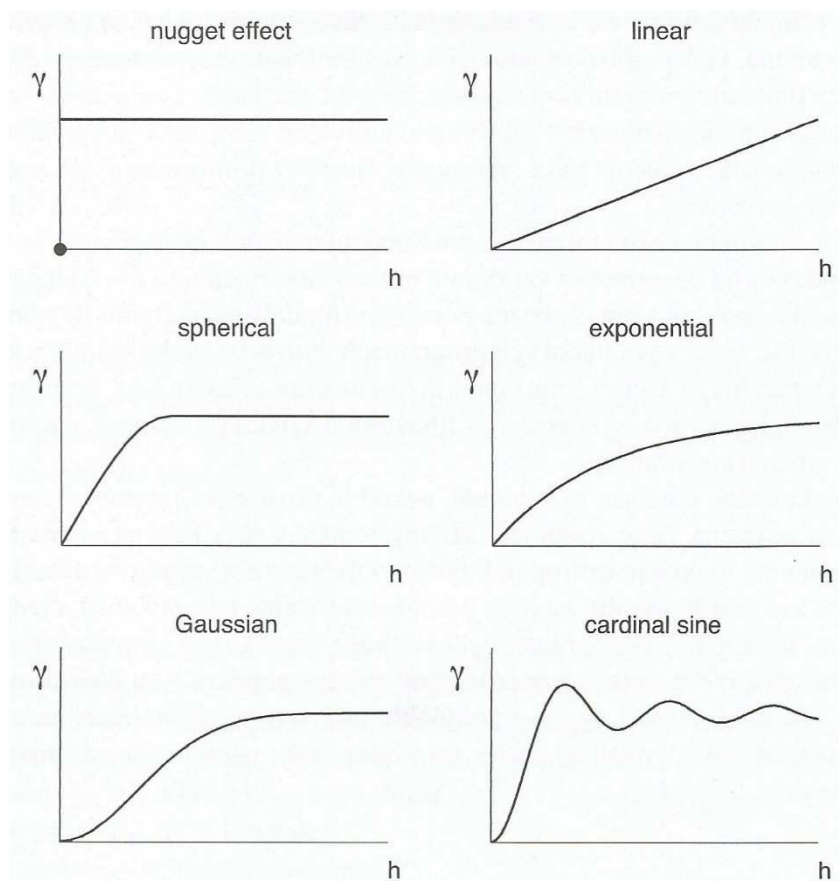


Obr. 20: Konstrukce empirického variogramu (Ježek, 2015).

Empirický variogram není vhodný pro aplikaci v krigingu. Pro výpočet interpolace je žádoucí, aby byl vyjádřen jednoduchou, matematicky popsanou křivkou. Ta se nazývá teoretický variogram a nemusí nutně procházet body empirického variogramu. Parametry teoretického variogramu jsou dosah (range) – vzdálenost, za kterou už nenarůstá nepodobnost, práh (sill) – odpovídající hodnota variogramu a nugget efekt (nugget effect) – mikrovariabilita prostorové veličiny na menších vzdálenostech, než je vzdálenost bodů měření (Ježek, 2015). V praxi je používáno několik modelů variogramu (viz obr. 22).



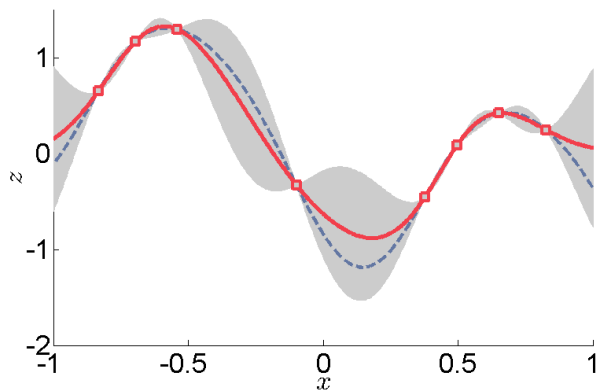
Obr. 21: Parametry teoretického variogramu (Ježek, 2015).



Obr. 22: Základní modely teoretického variogramu (Ježek, 2015).

Vlastnosti krigingu

Kriging je přesný interpolátor, mimo oblast měření směřuje k průměru. Vlastnosti výsledného povrchu závisí na zvoleném modelu variogramu. S rostoucím dosahem roste vliv měřeného bodu na vzdálenější interpolované body, s rostoucím nugget efektem rostou odskoky do měřených bodů. Váhy krigingu závisí na poloze měřených bodů a mohou nabývat i záporných hodnot, nedochází proto k nadhodnocení vlivu blízkých bodů (Ježek, 2015).



Obr.23 Porovnání interpolace funkcemi kriging (červená) a spline (modrá přerušovaná). Šedá vyznačuje 95% interval spolehlivosti (zdroj: <https://en.wikipedia.org/wiki/Kriging>).

2.4.3.6 Hodnocení přesnosti interpolace

Pro rozhodnutí o přesnosti interpolace je nutné nastavit vhodná objektivní kritéria, na jejichž základě je možné určit, jak se výsledek interpolace liší od skutečnosti, nebo interpolaci porovnat s jinými postupy. Postup, který je pro toto hodnocení používán, se nazývá *cross validation* (křížová validace, CV) a vychází z hodnocení schopnosti použité metody interpolace odhadovat původní data. Dále bude popsána metoda *leave-one-out cross validation*. Princip této metody spočívá v odhadnutí hodnoty $z^*(x_i)$ v bodě měření z ostatních bodů za použití stejné interpolační funkce a následným porovnáním s měřenou hodnotou $z(x_i)$. Výsledný rozdíl e_i lze považovat za chybu (Ježek, 2015).

$$e_i = z(x_i) - z^*(x_i)$$

Aby bylo možné chybu interpolace charakterizovat jedinou hodnotou, je zavedena *průměrná chyba me*. Ta je vypočítána jako aritmetický průměr chyb vypočítaných pro všechny body. Interpolace je přesnější, blíží-li se hodnota nule. Znaménko průměrné chyby určuje, jestli interpolace spíše podhodnocuje, nebo nadhodnocuje. Nevýhodou průměrné chyby je, že může dojít k vyrušení výrazných chyb s opačným znaménkem (Ježek, 2015).

$$me = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i$$

Nevýhoda průměrné chyby je odstraněna *střední kvadratickou chybou rmse*.

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2}$$

CV je používána k porovnání interpolačních metod mezi sebou, k nastavení nejvhodnějších parametrů interpolační metody nebo ke zjišťování lokálně odlehklých hodnot. Při hodnocení přesnosti je nutné vzít v potaz také vizuální průběh interpolace a jeho porovnání s naší představou o něm (Ježek, 2015).

2.5 Zanášení jezerních pánví

Pro hodnocení předcházejícího i následného vývoje jezerní pánve je nutné znát množství sedimentu, které se ukládá na jezerním dně. Znalost rychlosti sedimentace umožňuje kvantifikovat změny objemu zadržené vody či dobu, kdy dojde k zazemění

jezera. Rychlost sedimentace je ovlivněna mnoha faktory. K rychlejší sedimentaci dochází za povodňových průtoků, změny ve využití zemědělské půdy v povodí jezera mohou způsobit její rychlejší erozi. To je i případ Odlezelského jezera – rychlost sedimentace se zvýšila po kolektivizaci zemědělství. Výrazně zvětšená pole usnadňují erozi kvůli delším svahům a zvyšují povrchový odtok (Schulte et al., 2011). K první prognóze zazemění jezera došlo už po prvním batymetrickém výzkumu v roce 1972. Změřená data byla porovnána s podélným profilem Mladotického potoka před vznikem jezera. K zazemění jezera by podle ní mělo dojít v roce 2050 (Janský, 1977). V následujících kapitolách je popsáno několik možných metod sloužících ke zjišťování objemu sedimentů.

2.5.1 Porovnání batymetrických měření

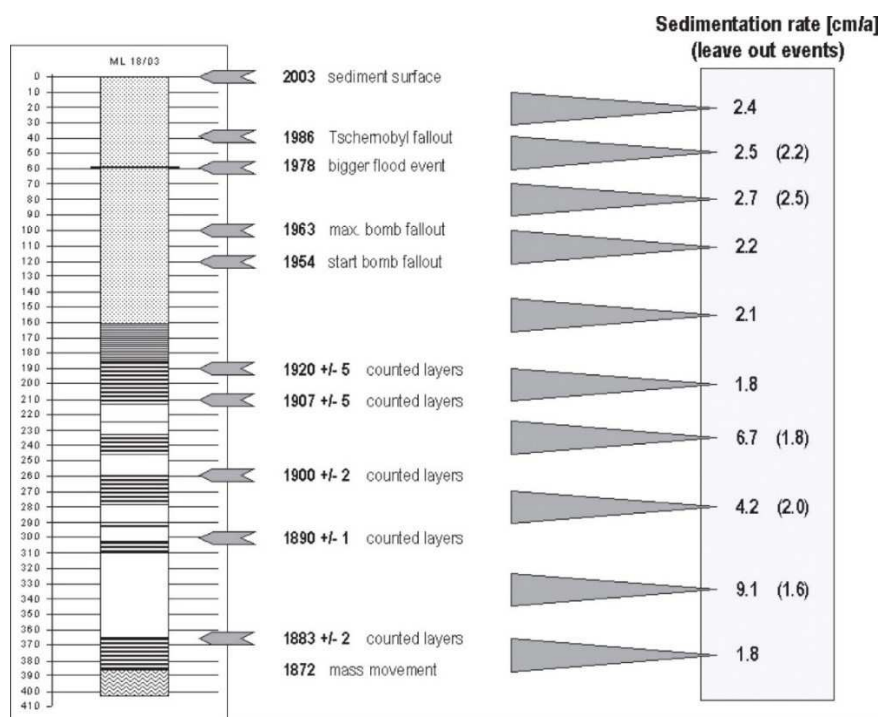
Jednoduchou metodou, jak kvantifikovat objemové změny jezera, je porovnání batymetrických měření z různých dob. Objem sedimentů je možné vyjádřit z rozdílů hloubek zjištěných při jednotlivých měření, zároveň je možné určit průměrnou rychlost sedimentace za období mezi těmito měřeními. Porovnání batymetrických měření před a po extrémní události – povodni nebo bouři – slouží k hodnocení eroze, depozice a redistribuce sedimentu během této události (Lin et al., 2009). V případě přehradních, či jiných v nedávné době vzniklých jezer je možné batymetrické měření porovnat s topografickou mapou z doby výstavby. Toto porovnání je prováděno alespoň 10 let po výstavbě, aby byly patrné změny (Brunner, 2005). Na mapách vytvořených před vznikem Odlezelského jezera je výškopis zachycen nedostatečně, proto tuto metodu není možné použít.

K hodnocení zanášení Odlezelského jezera již byla porovnána dřívější batymetrická měření – a to měření z let 1972 a 1990. Porovnáním objemu jezerní pánve byla zjištěna rychlost sedimentace $2\,232\text{ m}^3/\text{rok}$ vyšla doba zazemění jezera na rok 2035. K zazemění celého jezera by tak došlo ještě dříve než podle prvního odhadu. Zároveň byla zjištěna rychlost sedimentace v nejhlubším místě jezera, která činí $10\text{ cm}/\text{rok}$. Při zvážení této rychlosti by k zazemění jezera došlo v roce 2050, což koresponduje s prvním odhadem (viz kapitola 2.5). (Janský, Urbanová, 1994). Stejný postup byl aplikován i po batymetrickém měření v roce 1999. Mezi lety 1972 a 1999 vychází rychlost sedimentace na $1\,357\text{ m}^3/\text{rok}$. Při zachování dynamiky sedimentace by tak došlo

k zazemění jezera až v roce 2080 (Janský, 2003). Totožný postup bude použit k prognóze i v rámci této práce (kapitola 4.4).

2.5.2 Vrtání jezerních sedimentů

Vrtání jezerních sedimentů je další metoda, která umožňuje určit nejenom rychlost sedimentace, ale i hloubku pevného podloží, či složení sedimentů. Lze také určit změny v rychlosti sedimentace. Na Odlezelském jezeře proběhlo vrtání sedimentů v roce 2003. Pro datování sedimentů bylo použito několik metod. Absolutní datování bylo založeno na izotopickém datování. Pro datování byly použity izotopy ^{137}Cs , ^{241}Am a ^{210}Pb . Maxima radiace cesia a americia odpovídají maximálnímu radioaktivnímu spadu z testování atomových bomb v roce 1963. Tato vrstva se v roce 2003 nacházela v hloubce 100 cm. Podružné maximum radiace cesia v hloubce 40 cm odpovídá Černobylské katastrofě z roku 1986. Další datování umožnila analýza tenkých vrstev sedimentu. Klastické sedimenty se ukládají v každoročních vrstvách. Jejich rozhraní jsou v některých případech rozmazaná, chyba datování je ± 2 roky. Tyto vrstvy se střídají s nezvrstvenými sedimenty. Od hloubky 160 cm následuje jasně zvrstvený diatomový kal, který lze relativně přesně datovat analýzou sedimentů. Odlišnou vrstvu zanechala povodeň z roku 1975. Rychlost sedimentace byla mezi lety 1986 a 2003 stanovená na 2,4 cm za rok (Janský et al., 2010).



Obr. 24: Analýza sedimentů Odlezelského jezera – datování a rychlosti sedimentace (Janský et al., 2010).

Nevýhodou těchto dat z vrtání sedimentů je, že poskytují pouze bodovou informaci. Pro dostatečné pokrytí celého jezera by bylo nutné provést mnoho vrtů, jednotlivě ale mohou být použity pro validaci dat získaných geofyzikálním měřením (Lin et al., 2009).

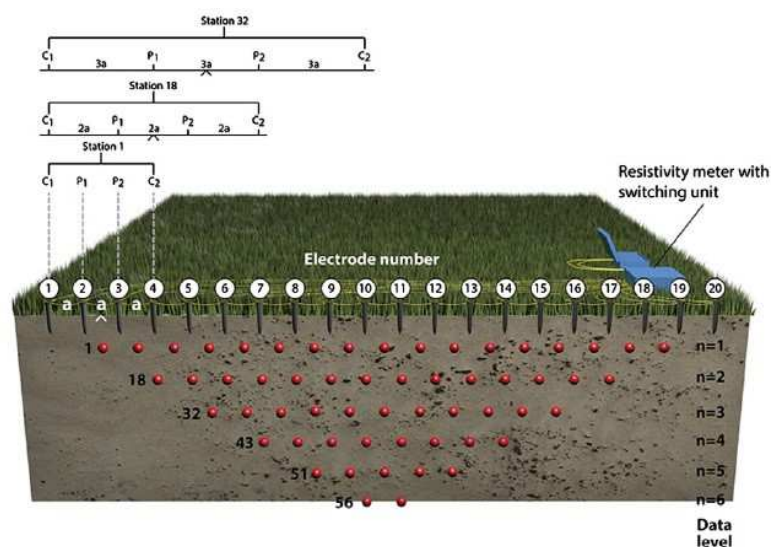
2.5.3 Geofyzikální metody

Geofyzikální výzkumy jsou používány v mnoha případech, kdy je nutné zkoumat složení hornin a jejich stratigrafii nebo vyhledávat objekty pod povrchem. Výhodou geofyzikálních metod je, že se jedná o neinvazivní metody. Mezi nejběžnější metody geofyzikálního výzkumu patří georadar (GPR, ground penetrating radar) a elektrická odporová tomografie nebo refrakce seismických vln (Lachhab et al., 2015).

Georadar je elektromagnetická metoda, která je citlivá na změny elektrických vlastností podpovrchových materiálů. Princip spočívá ve vysílání elektromagnetických vln, které se odraží na podpovrchových rozhraních a jsou zpět přijímány. Systém zaznamenává čas, za který se odražená vlna vrátila zpět. Pro odvození hloubky daného rozhraní je nutné znát rychlost šíření vlny. Ta závisí na relativní permitivitě (ϵ_r) materiálu. Pro zpřesnění výsledků je nutné provést kalibrační měření. (Lachhab et al., 2015). Maximální hloubka, do které vlny projdou, závisí na elektromagnetických vlastnostech pronikajícího materiálu a frekvenci vlnění. Nižší frekvence pronikají hlouběji, ale s nižším rozlišením, vysoké frekvence mají vyšší rozlišení, ale pronikají do menší hloubky (Smith, Jol, 1992 in Lachhab et al., 2015). Georadar lze provozovat nezávisle jak pro batymetické mapování, tak pro mapování jezerních sedimentů (Mellet 1995 in Lachhab et al., 2015). Data jsou sbírána v příčných profilech, pro kontinuální pokrytí jezera je nutné data interpolovat. Pro určení objemu sedimentů je nutné identifikovat rozhraní mezi jezerními sedimenty a původním povrchem (Lachhab et al., 2015).

Elektrická odporová tomografie je metoda, která spočívá v měření rozdílů v měrném elektrickém odporu podzemních struktur, které ukazují na jejich rozdílné složení. Měření je prováděno pomocí dvou proudových elektrod, mezi kterými prochází zemí proud, a dvou potenciálních elektrod, které měří rozdíl ve výsledném napětí. Elektrodami jsou obvykle kovové kolíky. V základní podobě jsou pro měření potřeba čtyři elektrody. Standardně se používají multielektrodové systémy, které umožňují měřit měrný elektrický odpor ve 2D profilech. Elektrody jsou připojeny k měřiči odporu vícežilovým kabelem. Pro měření jsou vždy vybrány 4 vhodné elektrody. Pro získání

profilu je nutné měřit podél kabelu postupně na různých místech s různými rozestupy elektrod. Schéma měření znázorňuje obr. 25 (Loke et al., 2013). Ve vodním prostředí může být prováděno jak s ponořenými, tak s plovoucími elektrodami. Plovoucí elektrody je možné použít, pokud vodní sloupec nepřesahuje 25 % celkové zkoumané hloubky (Loke, Lane, 2004 in Loke et al., 2013). Pro kontinuální pokrytí jezera je opět nutné data interpolovat (Loke et. al., 2013). Na Odlezelešském jezeře již proběhlo měření elektrické odporové tomografie, ale data ještě nebyla publikována.



Obr. 25: Schéma multielektrodeového systému pro měření elektrické odporové tomografie (Loke et al., 2013).

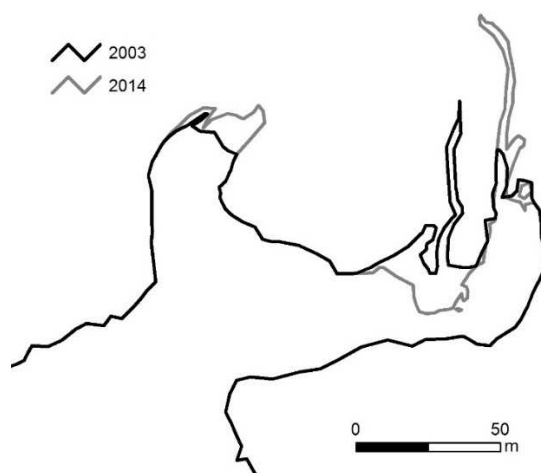
3 Metody

V této kapitole bude popsáno zpracování jednotlivých měření. V rámci této práce byla zpracována tři batymetrická měření Odlezenského jezera. První měření je z května 2003. Toto měření bylo již dříve zpracováno a publikováno (Šobr, 2007). Jeho nové zpracování bylo provedeno kvůli dodržení stejného způsobu interpolace u všech zpracovávaných měření. Další zpracovávaná měření jsou z 2. – 4. dubna 2014 a 10. dubna 2017.

3.1 Mapování břehové linie

Mapování břehové linie proběhlo v roce 2003. Byla zvolena metoda zaměřování lomových bodů pomocí totální stanice. Totální stanice byla orientována na trigonometrickém zhušťovacím bodě 226, který se nachází severozápadně od jezera u železniční trati v katastrálním území Odlezy. Odtud byl veden uzavřený polygonový pořad. V jeho průběhu bylo zaměřeno 14 stanovisek, z nichž 11 sloužilo k podrobnému mapování břehové linie (viz Obr. 9) (Česák, Šobr, 2005). Při podrobném mapování bylo na břehové linii zaměřeno 649 bodů v souřadnicovém systému S-JTSK.

V roce 2014 byla stejným způsobem znovu zaměřena oblast přítoku Mladotického potoka do jezera, kde došlo mezi měřeními k výrazným změnám, včetně přeložení samotného místa vtoku potoka do jezera. Břehová linie ve zbylé části jezera je stabilizovaná, zpevněná kořeny okolo rostoucích stromů. To bylo ověřeno pokračováním měření do této části jezera.



Obr. 26 Rozdíl břehových linií mezi lety 2003 a 2014.

Pro měření z roku 2017 byla použita břehová linie z roku 2014, protože nebyly zjištěné žádné změny jejího průběhu.

3.2 Měření hloubek

Měření v letech 2003 a 2014 byla prováděna metodou měření v příčných profilech, k samotnému měření hloubek byl použit echolot. V roce 2003 bylo rovnoměrně po celé ploše jezera vytyčeno 113 profilů. Profily byly v terénu vyznačeny pevným cejchovaným lankem. Měření hloubek bylo prováděno ze člunu jedoucího podél lanka každých 5 metrů odečtením hodnoty z displeje echolotu zavěšeného vedle. Celkem bylo změřeno 1268 hloubek, s přesností měření na decimetry. V roce 2014 bylo použito 100 profilů, které byly vytyčeny na břehové linii podle měření z roku 2003. Hloubky byly odečítány po 2,5 metrech. Hloubka byla změřena v 2304 bodech.

Pro nejnovější měření v roce 2017 byl použit systém RiverSurveyor od firmy SonTek. Systém obsahuje echolot, integrovanou a referenční GPS. Echolot byl umístěn do dálkově řízeného plováku, referenční GPS stanice byla umístěna na stativu na severním okraji jezera. Z důvodu nedostatečného signálu nebyl umožněn příjem RTK korekcí (centimetrová přesnost), poloha plováku tak byla určována jen na základě DGPS, chyba v určení polohy tak nepřesáhla 1 m. Hloubka byla automaticky ukládána do paměti přístroje každou sekundu. Na celé ploše jezera bylo provedeno 8397 měření s centimetrovou přesností. K jejich naměření stačil čas 2 hodin a 20 minut, na rozdíl od dřívějších měření, která trvala několik dní.



Obr. 27: Modul RiverSurveyor (SonTek, 2017).



Obr. 28: Modul RiverSurveyor na dálkově ovládaném plováku.

3.3 Úprava dat

Změřené hodnoty hloubek byly opraveny o hloubku ponoření senzoru echolotu – ta činí v případě měření z let 2003 a 2014 5 cm, u měření systémem RiverSurveyor je hloubka ponoření senzorů zadána přímo do ovládacího softwaru při spuštění měření a výsledná data jsou již o hloubku ponoření opravena. Pro potřeby přesného srovnání bylo nutné zároveň hodnoty vztáhnout k jednotné výšce hladiny. Jelikož je jezero osazeno automatickým hladinoměrem, jehož řada měření přesáhla devět let, byla za vztažnou hladinu zvolena průměrná nadmořská výška hladiny jezera mezi 18. květnem 2008 a 17. květnem 2017. Průměrem denních hodnot výšky hladiny byla určena na 413,869 m n. m. Z dat automatického hladinoměru byla také určena nadmořská výška hladiny pro jednotlivé termíny batymetrických měření. Nadmořská výška hladiny pro měření z roku 2003, kdy ještě automatické měření výšky hladiny jezera neprobíhalo, byla stanovena průměrem nadmořských výšek bodů břehové linie měřených geodetickou totální stanicí.



Obr. 29: Nadmořská výška hladiny Odlezelského jezera.

Tab. 1: Nadmořská výška hladiny při batymetrických měřeních.

Termín batymetrického měření	Nadmořská výška hladiny [m n. m.]
květen 2003	413,912
2. – 4. 4. 2014	413,916
10. 4. 2017	413,942

3.4 Interpolace dat

Pro zpracování a interpolaci dat byl použit program ArcMap 10.4.1. Na základě doporučení Kuchařové (2009) byla zvolena interpolace metodou Kriging. Vstupními daty pro interpolaci byly body s naměřenými hloubkami a body břehové linie, kterým byla přiřazena nulová hloubka. Tyto body byly použity proto, že při měření v roce 2017 nebylo možné kvůli popadaným větvím a kamenům pod hladinou zajet s plovákem až ke břehu a vlastnosti interpolační funkce by zde proto negativně ovlivnily výsledek. Všechny body použité pro interpolaci jsou zachyceny na obrázku 30. Z obrázku je dobře patrná měnící se hustota měření mezi jednotlivými lety.

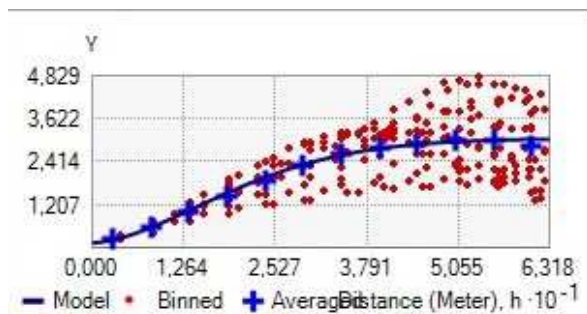


Obr. 30: Body použité pro interpolaci.

Pro interpolaci byl použit Ordinary Kriging, ve všech případech s automaticky vypočítanými parametry, které vykazovaly nejmenší chybu při testování Cross Validation. Zvolen byl model variogramu „stable“.

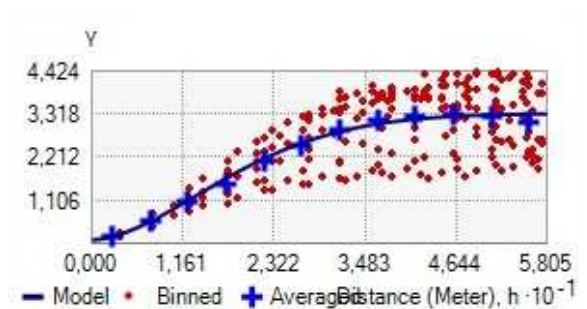
Parametry jednotlivých interpolací jsou:

Pro rok 2003: dosah 46,0148 m, práh 2,9267 m, nugget 0,1415 m, krok empirického variogramu 5,2652 m a parametr modelu 1,6906.



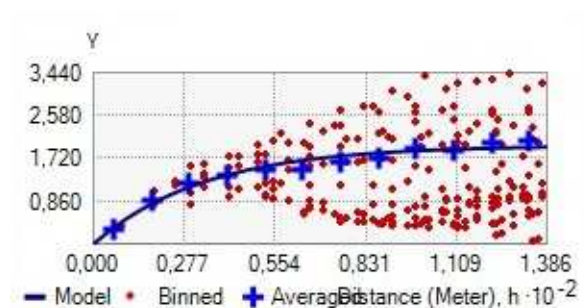
Obr. 31: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2003.

Pro rok 2014: dosah 40,6896 m, práh 3,2449 m, nugget 0,0948 m, krok empirického variogramu 4,8378 m a parametr modelu 1,7380.



Obr. 32: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2014.

Pro rok 2017: dosah 101,1882 m, práh 1,9768 m, nugget 0 m, krok empirického variogramu 11,5485 m a parametr modelu 1,0033.



Obr. 33: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2017.

Z porovnání parametrů variogramu je patrný výrazný rozdíl mezi daty sbíranými podél příčných profilů a daty z RiverSurveyoru.

Výsledná interpolace byla uložena ve dvou formátech. Pro podrobnou analýzu dat a morfometrickou charakteristiku jezera byl použit rastrový formát výsledků interpolace s velikostí pixelu 0,5 m. Z rastru byly odečteny profily jezerem a vypočítán jeho objem. Pro zpracování batymetrických map byl zvolen formát vektorový. Pro zvýšení estetických kvalit map byly linie hloubnic vyhlazeny.

4 Výsledky

Na základě provedených batymetrických měření byla provedena interpolace změřených hloubek a vytvořeny batymetrické mapy pro každé zpracovávané měření. Získaná data byla dále analyzována a porovnána mezi sebou a se starším měřením z roku 1972. Vytvořené batymetrické mapy jsou součástí příloh této práce.

4.1 Problematika měření z roku 2014

Při zpracování dat z roku 2014 byly zjištěny výrazné rozdíly v délce příčných profilů stanovené pomocí bodů břehové linie zaměřených totální stanicí a vlastním měřením délky lanem při měření hloubek. Ze 101 profilů přesáhly tyto rozdíly u 26 profilů délku 0,5 m, u 14 profilů délku 2,5 m – vzdálenost mezi měřenými body. Největší zaznamenaný rozdíl činil 4,2 m. Tyto rozdíly nelze vysvětlit prověšením lana při měření, neboť v 68 případech byla lanem změřená délka kratší než vzdálenost bodů břehové linie. Jelikož většina profilů byla stanovena totožně jako při měření v roce 2003, bylo možné jednotlivě porovnat přímo měřené hloubky. Z 1092 měření, která si měla prostorově odpovídat, byla v 349 případech naměřena větší hloubka. Tyto body se vyskytují zejména v jižní části jezera.

Z těchto důvodů je nutné toto měření pokládat za nevěrohodné. Přesto byla na základě tohoto měření zpracována batymetrická mapa a výsledky analyzovány – pro tyto účely byly u všech profilů, kde rozdíl délek přesáhl 1 m, přepočítané vzdálenosti mezi měřeními tak, aby byly rozmístěny rovnoměrně podél celého profilu.

4.2 Morfometrické parametry

Pro porovnání batymetrických měření byla použita i data z prvního batymetrického měření z roku 1972 tak, jak jsou uvedena v článku Janský (1977), hloubky byly odečteny z upravené batymetrické mapy (Šobr, 2007). Toto měření nebylo vztaženo ke zjištěné průměrné nadmořské výšce hladiny, ale k nadmořské výšce 413,5 m (Janský, 1977), proto je nutné při porovnávání výsledků tyto považovat za podhodnocené.

Tab. 2: Základní morfometrické údaje Odlezenského jezera I. Data z roku 1972 převzata z Janský (1977), hodnota maximální hloubky v závorce je dopočítaná z rozdílu výšky hladiny v roce 1972 a průměrnou hladinou.

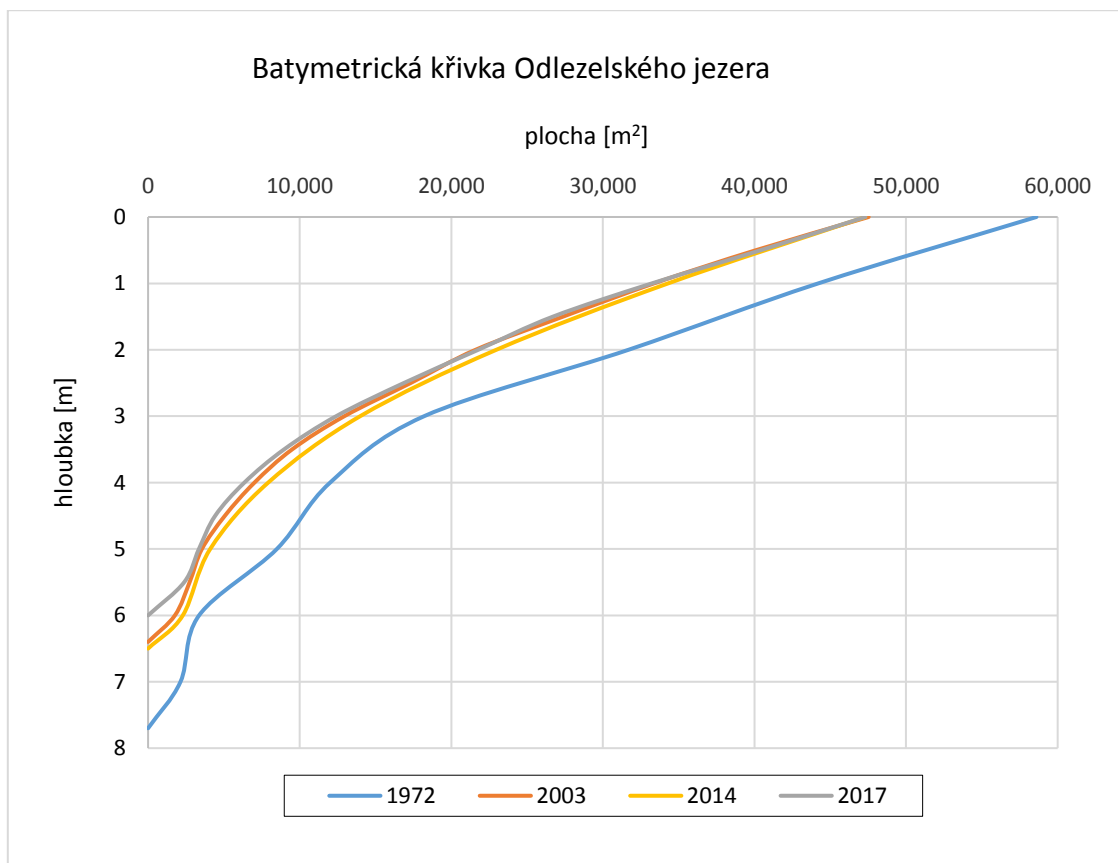
	1972	2003	2014	2017
max. hloubka [m]	7,7 (8,1)	6,4	6,5	6,0
střední hloubka [m]	2,41	2,17	2,28	2,13
plocha [m ²]	58 562	47 534	47 300	47 300
hloubnice 1 m [m ²]	44 208	33 495	34 304	33 623
hloubnice 2 m [m ²]	31 690	21 782	22 972	22 050
hloubnice 3 m [m ²]	18 210	13 226	13 990	12 551
hloubnice 4 m [m ²]	12 008	7 072	7 923	6 415
hloubnice 5 m [m ²]	8 494	3 601	4 097	3 446
hloubnice 6 m [m ²]	3 364	1 880	2 290	0
hloubnice 7 m [m ²]	2 138	0	0	0

Tab. 3: Základní morfometrické údaje Odlezenského jezera II. Data z roku 1972 převzata z Janský (1977).

	1972	2003	2014	2017
objem [m ³]	141 380	103 195	107 776	100 748
objem do 1 m [m ³]	91 260	63 167	67 506	60 705
objem do 2 m [m ³]	56 880	35 648	38 939	33 342
objem do 3 m [m ³]	33 600	18 256	20 361	16 186
objem do 4 m [m ³]	18 140	8 479	9 727	6 978
objem do 5 m [m ³]	8 360	3 305	3 864	2 320
objem do 6 m [m ³]	2 840	513	612	0
objem do 7 m [m ³]	420	0	0	0

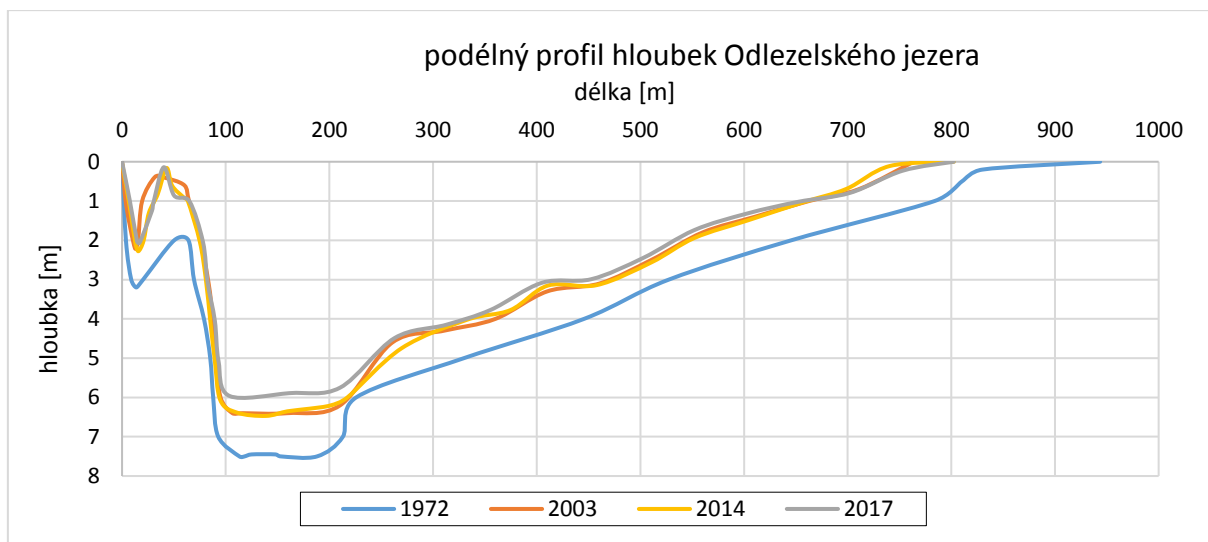
Porovnáním měření z let 1972, 2003 a 2017 lze zjistit následující: maximální hloubka klesla mezi lety 1972 a 2003 o 1,3 m, při započítání rozdílu výšky hladiny dokonce o 1,7 m, do roku 2017 pak o další 0,4 m na 74 % hloubky z roku 1972. To znamenalo vymizení hloubnice 7 m, v roce 2017 dosahuje maximální hloubka přesně 6 m. V průběhu let došlo také ke zmenšení střední hloubky jezera – mezi lety 1972 a 2017 o 12 %, mezi lety 2003 a 2017 pak o 2 % proti stavu z roku 2003. Plocha jezera se oproti roku 1972 zmenšila na 81 %, rozdíl mezi lety 2003 a 2017 je zanedbatelný – 234 m², 0,5 % vůči roku 2003. V případě plochy vymezené hloubnicí 1 m došlo od roku 1972 ke zmenšení na 76 %, mezi lety 2003 a 2017 bylo zaznamenáno zvětšení této plochy o 0,4 %, plocha vymezená hloubnicí 2 m poklesla na 70 % původní velikosti, opět ale bylo zaznamenáno zvětšení v druhém časovém intervalu – dokonce o 1,2 %. Tyto odchylky je nutné vysvětlit rozdílným způsobem měření hloubek v roce 2003 a 2017. S přibývajícím hloubkou je zmenšení ploch vymezených hloubnicemi stále výraznější, u hloubnice 3 m dochází mezi lety 2003 a 2017 ke zmenšení na 69 %, u hloubnice 4 m na 53 %, u hloubnice 5 m je plocha menší o více než polovinu – jen 41 % plochy původní. Mezi lety 1972 a 2003 dochází u hloubnice 6 m k poklesu na 56 % původní plochy, v následujících 14 letech ale vymizela docela. Mimo to je mezi lety 2003 a 2017 je

nejvýraznější zmenšení plochy u hloubnice 4 m – o 9,3 %. Na základě zjištěných ploch vymezených hloubnicemi byly zkonstruovány batymetrické křivky jezera (Obr. 34). Výraznější rozdíl mezi křivkou pro rok 2003 a 2017 je patný právě až v intervalu 5-6 m. Také je patrná nevěrohodnost měření z roku 2014 – ve všech případech vychází plocha vymezená hloubnicemi větší než v roce 2003.



Obr. 34: Srovnání batymetrických křivek Odlezelského jezera. Data z roku 1972 převzata z Janský (1977).

Stejné porovnání bylo provedeno i v případě objemů. Mezi lety 1972 a 2017 došlo k poklesu objemu na 71 % původního, rozdíl mezi lety 2003 a 2017 je výraznější než v případě plochy, činí 2,4 %. V případě objemu pod hloubnicí 1 m poklesl objem na 67 % původního. S každou další hloubnicí je pokles ještě výraznější – pod 2 m klesl na 59 %, pod 3 m zbývá méně než polovina objemu, ten klesl na 48 % objemu z roku 1972. Pod hloubnicí 4 m objem klesl na 39 % a pod 5 m zbývá jen 28 % objemu v roce 1972. Podobně v případě porovnání let 2003 a 2017 dochází s každou další hloubnicí k výraznějšímu poklesu objemu – u hloubnice 1 m došlo k poklesu na 96 %, u hloubnice 2 m na 94 %, u hloubnice 3 m na 89 %, u hloubnice 4 m na 82 %, u hloubnice 5 m už na 70 % objemu v roce 2003. Průměrný sklon dna jezera v roce 2017 byl 6° 25'.

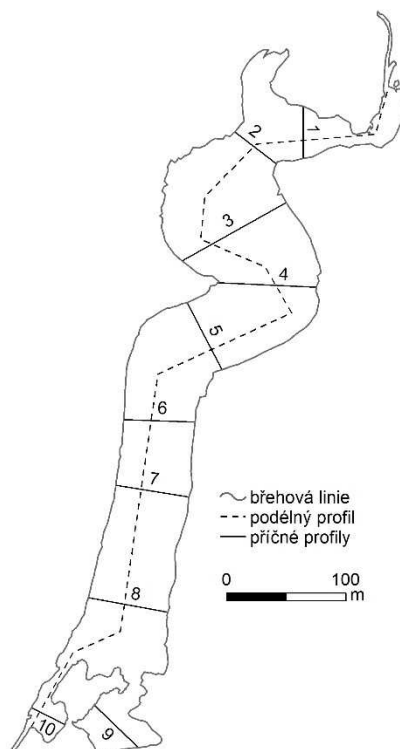


Obr. 35: Srovnání podélných profilů hloubek Odlezelského jezera. Data za rok 1972 odečtena z mapy v Šobra (2007).

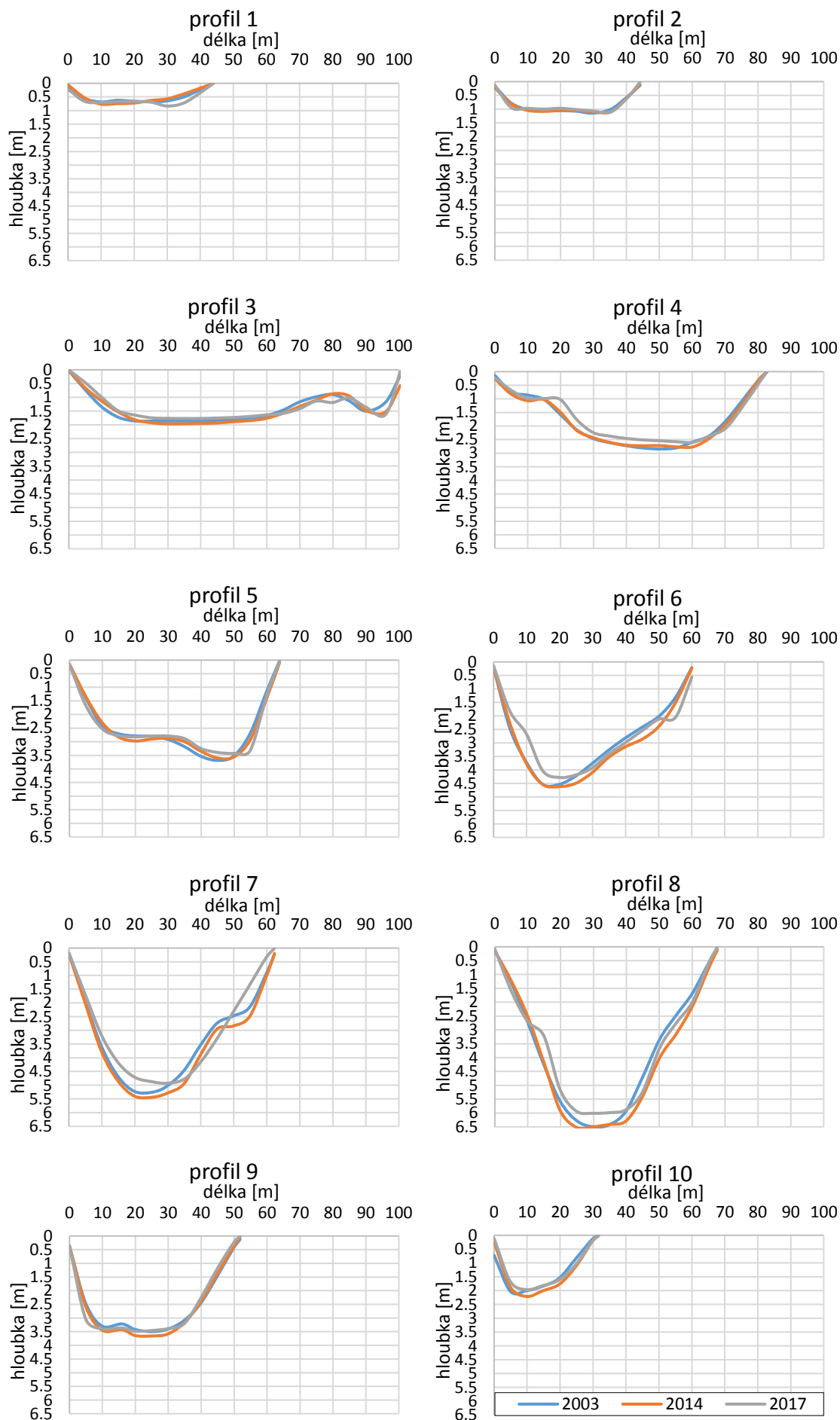
Dále bylo provedeno srovnání podélných a příčných profilů jezera. Vedení jednotlivých profilů je patrné z obrázku 37. Profily byly proti skutečnosti vyhlazeny, pro rok 1972 byl odečten z mapy uveřejněné v práci Šobra (2007) odečten pouze podélný profil. Podélné profily začínají u výtoku a vedou až ke vtoku do jezera – jejich závěrečná část se tedy polohově liší, tak jak se v jednotlivých letech lišilo i místo vtoku Mladotického potoka do jezera. Největší rozdíly v podélných profilech jsou patrné v nejhlubší části jezera, kde je dno v délce přibližně 100 m téměř ploché, rozdíly ve vzdálenosti přibližně 50 m od začátku profilu jsou způsobené spíše malým počtem měření v úzkém kanále spojujícím jezero se zálivem.

Po celé délce jezera bylo odečteno 10 příčných profilů, z toho 2 v zálivech na jižním okraji jezera. Všechny profily jsou vykresleny tak, že začínají u západního břehu jezera. Z porovnání jednotlivých profilů je patrné, že největší rozdíly v hloubkách se vyskytují v nejhlubší části jezera (profily 7 a 8), zatímco v mělkých částech jezera (profily 1 a 2) téměř splývají, rozdíl hloubek je nepatrný. I v případě profilů vedených v zálivech v jižní části jezera (profily 9, 10) není v hloubkách výrazný rozdíl. Na příčných profilech se také projevila rozdílná hustota bodů, ve kterých byly měřeny hloubky, v měření z roku 2017 tak lze identifikovat drobnější tvary jezerního dna (profily 1, 3, 6, 8). O to zajímavější je profil 7, kde na datech z roku 2003 a 2014 zřetelně vystupuje z východní části dna v hloubce přibližně 2,5 m mírnější svah, na datech z roku 2017 má svah konstantní sklon. To je dané tím, že profil vede přes část jezera, kde nebyly v roce 2017 změřeny žádné body a tento tvar tak nebyl zjištěn. V některých případech (částečně

profily 1, 3, 5, 6, 8) jsou patrné vyšší hodnoty hloubky v datech za rok 2017 než za rok 2003. To je také nutné přičíst odlišnému způsobu získávání dat (více bodů, jiný přístroj). Pro srovnání byla do grafů profilů přidána i řada měření za rok 2014.



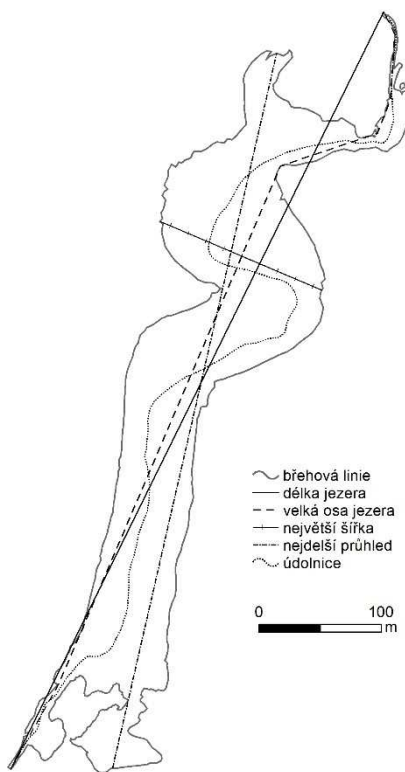
Obr. 36: Vedení podélného a příčných profilů.



Obr. 37: Srovnání příčných profilů Odlezeleským jezerem.

4.3 Horizontální parametry

Dále byly porovnány horizontální parametry jezera. Pro porovnání byla použita data Janského (1977) a břehová linie zaměřená v roce 2014, která se do roku 2017 nezměnila. Data z roku 2003 použita nebyla, protože nebyly očekávány výrazné změny těchto parametrů. Délka břehové linie vychází podle měření z roku 2014 o 27 m delší. Při pohledu na batymetrické mapy z těchto let je zřejmé, že to je dané jejím podrobnějším zaměřením. Na něm závisí i délka nejdelšího průhledu, která se prodloužila o 6 m. V případě ostatních parametrů ale nemá podrobnější zaměření břehové linie na porovnání významnější vliv. Délka jezera (nejkratší vzdálenost mezi přítokem a odtokem z jezera) se zmenšila o 13 %, délka velké osy jezera se zmenšila o 9 %, délka údolnice se zmenšila o 11 %. Největší šířka jezera (kolmice na velkou osu jezera) se zkrátila o 8 %.



Obr. 38: Horizontální parametry Odlezelského jezera.

Tab. 4: Základní horizontální parametry Odlezelského jezera. Data z roku 1972 převzata z Janský (1977).

horizontální parametry	1972	2014 (2017)
délka břehové linie [m]	2 270	2 297
délka jezera [m]	793	693
nejdelší průhled [m]	596	602
délka velké osy jezera [m]	804	730
největší šířka [m]	157	144
délka údolnice [m]	995	886

4.4 Zanášení jezera

Z porovnání dat, podélného a příčných profilů vedených jezerem (Obr. 35 a 36) je patrné, že k nejrychlejší sedimentaci dochází v nejhlubší části jezera, kde došlo za 14 let mezi lety 2003 a 2017 k akumulaci až 0,5 m sedimentů, zanášení jezera se výrazně projevuje také v oblasti přítoku Mladotického potoka do jezera, kde dochází k zazemňování jezera a rozšiřování potoční nivy. To je patrné při srovnání plochy jezera, které se mezi lety 1972 a 2017 zmenšila o 19 %, objem jezera za stejné období poklesl o 29 %.

V roce 2003 byl proveden výzkum sedimentů Odlezelského jezera, během kterého proběhlo datování sedimentů z jádra odebraného v nejhlubší části jezera. Na základě datování byly provedeny výpočty rychlosti sedimentace do roku 2003. Ta se od roku 1920 do roku 2003 pohybovala mezi 2,1 – 2,7 cm/rok (Schulte et al., 2011). Pro porovnání byla dle batymetrického měření vypočítaná rychlost sedimentace v nejhlubším místě mezi lety 2003 a 2017, která činí 2,9 cm/rok.

Na základě změn objemu jezera byla zjišťována doba, během níž dojde k úplnému zanesení jezera. Mezi lety 1972 a 2017 došlo ke zmenšení objemu o 40 632 m³, čemuž odpovídá průměrné roční zanesení 902,9 m³ jezera. Mezi lety 2003 a 2017 pak došlo ke zmenšení objemu o 2 447 m³, roční průměr činí 147,8 m³. Výrazný rozdíl mezi hodnotami – rychlost zanášení mezi lety 1972 a 2017 je více než šestkrát vyšší než mezi lety 2003 a 2017 – lze vysvětlit zřejmě tím, že v průměru za delší období jsou obsaženy i významné povodňové události z let 1978 (Schulte et al., 2011) a 2002, data z roku 1972 byla navíc převzata a byla naměřena při nižší hladině. Skutečná rychlost zanášení tak bude ještě vyšší. K celkovému zanesení jezera dojde při použití delšího průměru (1972-2017) za 111 let, v roce 2128, při použití krátkodobého průměru (2003-2017) vychází doba, po které dojde k zanesení na 576 let – na rok 2593.

Obě možnosti lze brát jako možné scénáře budoucího vývoje jezera. Na zanášení jezera mají kromě povodňových situací, které může lépe postihnout dlouhodobý průměr, vliv také změny zemědělského hospodaření v povodí jezera (Schulte et al., 2011), jejichž budoucí vývoj nelze v rámci této práce odhadnout. Mladotický potok na výtoku z jezera také eroduje hráz a zařezává se do ní, čímž dochází ke snižování hladiny jezera. Není možné opomenout také antropogenní vliv – cílené snížení hráze jezera – k němu došlo v srpnu 2015, kdy byla uměle prokopána hráz jezera, aby se navýšil průtok v potoce nutný

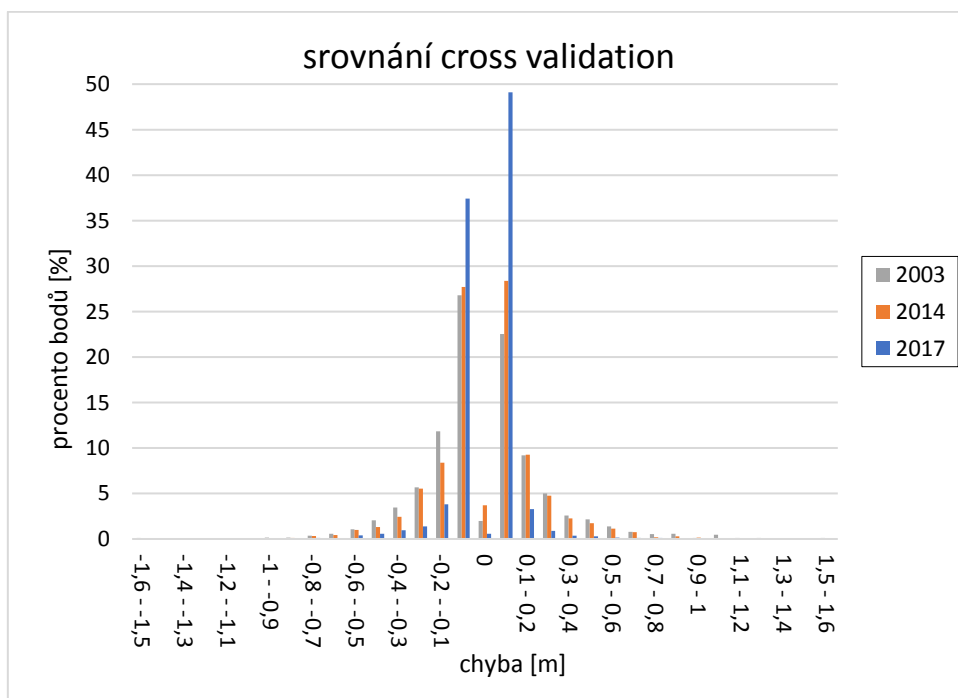
kvůli hašení požáru pole a lesa u Horního Hradiště. Po skončení zásahu byla hráz opravena.

Pro zachování jezera na co nejdelší dobu je také možné provést vhodná technická opatření – zajištění výtoku stavbou přepadu nebo stavbou usazovacích nádrží na jeho přítocích.

4.5 Přesnost interpolace

Pro zhodnocení přesnosti interpolace byla vybrána metoda *leave-one-out cross validation*, jejíž výsledek je jedním z výstupů interpolace v programu ArcMap. Na základě cross validation byly vybrány výsledky s nejnižší střední kvadratickou chybou. Pro interpolaci měření z roku 2003 $rmse=0,265$, pro rok 2014 $rmse=0,208$ a pro interpolaci z roku 2017 $rmse=0,123$.

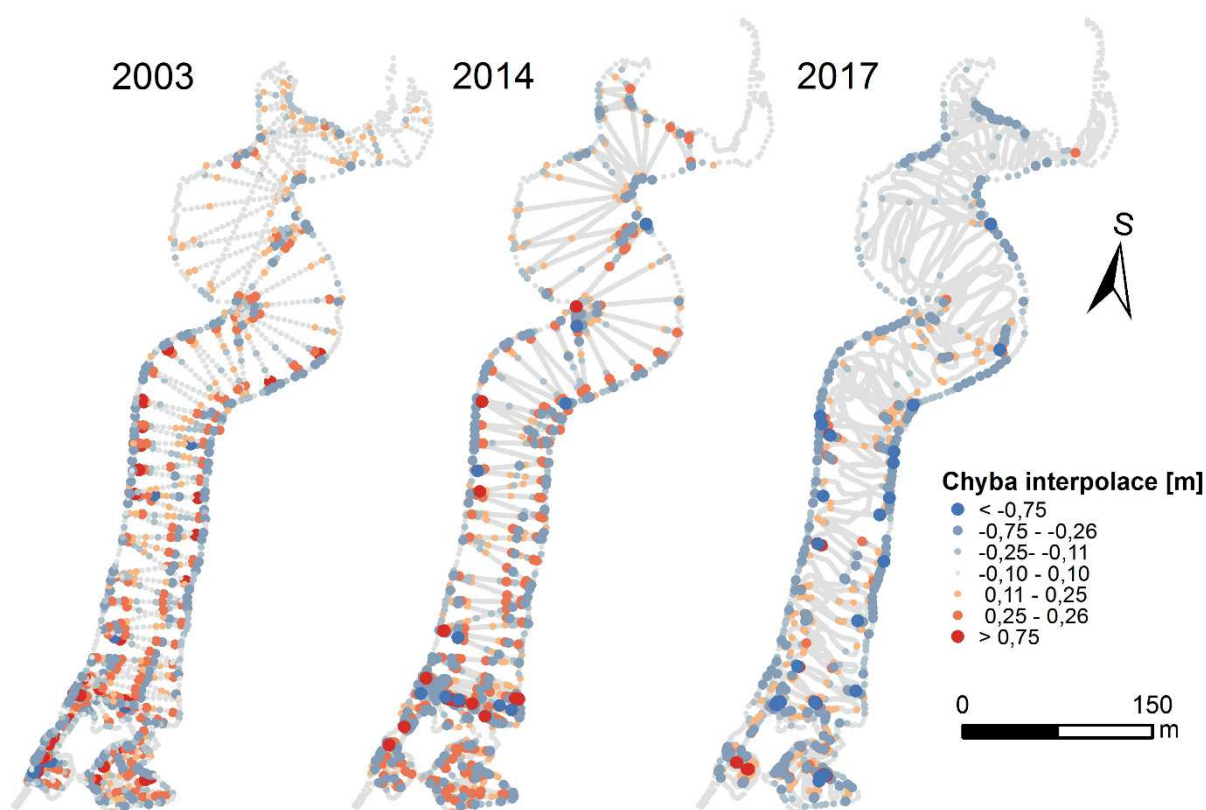
Na obrázku 39 je znázorněno procentuální rozložení chyb odhadu jednotlivých bodů. Z grafu je patrné, že pro většinu bodů došlo k chybě odhadu jen do $\pm 0,1$ m, v roce 2017 dokonce ve výrazné většině případů. Maximální chyby odhadu pro jednotlivé interpolace jsou pro rok 2003 nadhodnocení o 1,52 m a podhodnocení o 1,55 m, pro rok 2014 nadhodnocení o 1,18 m a podhodnocení o 1,08 m, pro rok 2017 nadhodnocení o 1,59 m a podhodnocení o 1,40 m.



Obr. 39: Srovnání přesnosti interpolace.

Obrázek 40 zachycuje prostorové rozložení chyb odhadu pro jednotlivé roky. Ve všech třech případech je většina největších chyb situována v oblastech podél břehové linie, kde jsou největší sklony dna, a v oblastech, kde je dno jezera členitější – v zálivech v jeho jižní části a u poloostrova v západním břehu. Také je patrné nadhodnocení bodů břehové linie. Zaznamenané chyby odpovídají chování funkce kriging.

Z výsledků cross-validation a vytvořených batymetrických map lze usuzovat, že interpolace proběhla ve všech případech v pořádku.



Obr. 40: Prostorové rozložení přesnosti interpolace.

5 Diskuze

5.1 Použité metody měření

Porovnání výsledků interpolací ovlivnilo použití různých metodických postupů pro měření dat. U každého zpracovávaného měření byla použita odlišná hustota bodů, která následně ovlivnila nastavení parametrů interpolační funkce, výsledky též ovlivnilo použití různých měřících přístrojů – v případě prvních dvou měření byl použit jednopaprscitý sonar a měření byla vyhotovována s decimetrovou přesností, nejnovější měření bylo provedeno mnohopaprscitým sonarem a přesností na centimetry. Přístroje nebylo možné porovnat, neboť došlo ke krádeži původního přístroje.

V roce 2017 nebylo dosaženo největší výhody batymetrického měření se záznamem polohy pomocí GNSS – plánovaného rovnoměrného pokrytí celé plochy jezera body. To umožňuje, včetně sledování naplánované trasy, opravy o profil rychlosti zvuku ve vodě a automatické interpolace, modul SonTek HydroSurveyor (SonTek, 2017) – příslušný software však byl také ukraden včetně zařízení CastAway, kterým lze zpřesňovat výsledky měřených hloubek na základě teplotního a hustotního zvrstvení vody. Samotné určování polohy měření pomocí přístroje GNSS, které Česák a Šobr (2005) nedoporučují z důvodu nízké přesnosti měření, s výjimkou rozlehlých vodních ploch s dobrým příjmem signálu, se při současném měření ukázalo jako dostatečně přesné, umožňuje-li přístroj použití DGPS korekcí. To je potvrzeno i v práci Childse et al. (2003), který považuje pro batymetrické mapování přesnost do 1 m za dostatečnou.

5.2 Interpolace dat

Vliv na výsledek mají také použité interpolační metody. V této práci byla použita metoda kriging, kterou ve své práci doporučila Kuchařová (2009), když porovnála dostupné interpolační metody pro jezerní pánve různých genetických typů. Naopak Kučera (2014) tvrdí, že nelze určit obecnou metodu pro interpolaci batymetrických dat. Kriging byl využit pro interpolaci batymetrických dat například také Kubinským et al. (2015). Na výsledných batymetrických mapách nejsou patrné tvary, které by byly výsledkem nevhodných vlastností interpolační funkce, mapy působí esteticky kvalitně,

chyby interpolace hodnocené metodou cross-validation jsou nízké. Z toho vyplývá, že kriging je vhodnou interpolační metodou.

Při použití jiných interpolačních metod by ve výsledcích nevznikly velké rozdíly. Fuska et al. (2014) pro shodná batymetrická data použil 3 interpolační metody. Výsledné objemy se v jeho práci od jejich průměru nelišily ani o 2 %.

5.3 Zanášení jezerní pánve

Obrovský rozdíl výsledků při hodnocení zanášení jezerní pánve je nutné přičíst odlišným metodickým postupům zpracování jednotlivých měření. Přesnější výsledek mohou do budoucna dát opakovaná batymetrická měření zpracovávaná totožnou metodikou, podpořená daty o transportu plavenin z měrného profilu nad jezerem. Na základě výsledků je možné konstatovat, že se nepotvrdily dřívější výpočty, které na základě porovnávání objemu dřívějších měření či mocnosti akumulovaného sedimentu datovaly zánik jezera do roku 2035 (Janský, Urbanová 1994) či 2050 (Janský, 1977 a Janský, Urbanová 1994), měření z roku 1999 pak určilo zánik jezera na rok 2080 (Janský, 2003), podle nového měření se ale dá se předpokládat, že jezero bude existovat při zvolení kratšího scénáře ještě o necelých 50 let déle. Tento scénář ovšem počítá s daty z roku 1972, která byla měřena při hladině nižší o 37 cm (Janský, 1977). Pokud by bylo měření za rok 1972 také vztaženo k průměrné hladině, byl by výsledný objem jezerní pánve vyšší, a vyšší by tedy byla i rychlost zanášení. Kratší scénář by se poté zřejmě tolik nelišil od předcházejících výsledků. Na základě dat z hladinoměru je možné říci, že batymetrické měření v roce 1972 proběhlo za extrémně nízkého vodního stavu (za sledované období nebyl takový stav nikdy dosažen), nebo došlo v průběhu let k navýšení hráze jezera.

Stejnými metodami bylo hodnoceno například zanášení tajchů ve Štiavnických vrších. Data získaná měřením echolotem se záznamem polohy pomocí GNSS byla porovnána s historickými batymetrickými mapami z 19. a 20. století (Kubinský et al., 2015). Zanášení vodní nádrže Altınapa hodnotil Ceylan et al. (2011) porovnáním batymetrických map z let 1981 a 2009. Zmínění autoři však hodnotí pouze objemové změny jezerních pánví, nevytvářejí prognózy budoucího vývoje.

Z výsledků vyplývá, že intenzita zanášení jezerní pánve se v různých částech jezera liší, tyto rozdíly nebyly v rámci této práce kvantifikovány. Childs et al. (2003)

pro přesnější hodnocení sedimentace ve vodní nádrži rozděluje celou nádrž na 9 oblastí, v nichž jsou objemové změny hodnoceny samostatně.

6 Závěr

V rámci této práce byla zpracována a popsána batymetrická měření Odlezenského jezera. Při zpracování bylo dbáno na to, aby se podařilo splnit všechny předem vytyčené cíle, což se až na malou výjimku podařilo.

V rešeršní části této práce byly popsány postupy zpracování batymetrických měření od základu, kterým je mapování břehové linie, přes samotné měření hloubek až po počítačové zpracování dat, přičemž byl brán důraz jak na klasické, tak i moderní metody. Ačkoli bylo toto téma již vícekrát zpracováno, přináší tato práce některé nové poznatky.

Na základě batymetrických měření byly vytvořeny nové batymetrické mapy jezera, data byla zároveň použita k porovnání jeho morfometrických a horizontálních charakteristik. Přestože se v průběhu zpracování ukázalo, že data za rok 2014 nejsou dostatečně hodnověrná, dávají výsledky dostatečný přehled o vývoji, který jezero v průběhu mezi jednotlivými měřeními prodělalo, a zároveň identifikují místa, kde tento vývoj probíhá nejrychleji. Podařilo se vztáhnout data z posledních třech batymetrických měření k průměrné výšce hladiny, což je důležitý předpoklad pro jejich další použití při pokračování ve výzkumu jezera.

Potvrdil se velký význam nových technologií v batymetrickém výzkumu, které umožňují rychlejší a podrobnější sběr dat, mapu vytvořenou na základě měření z roku 2017 je možné označit za zatím nejpresnější mapu Odlezenského jezera.

Dále došlo k pokusu o kvantifikaci rychlosti zanášení jezerní pánve a určení termínu, ve kterém dojde k zániku jezera. Výsledky se v tomto případě jeví jako nejednoznačné, při kvantifikaci na základě rozdílných měření dochází k rozdílům v řádu stovek let. Proto je v tomto případě vhodnější považovat výsledky spíše za určité scénáře možného vývoje.

Lze předpokládat, že výsledky zjištěné při zpracování této práce obohatí naše vědomosti o Odlezenském jezeře a budou využity při dalších výzkumech na této lokalitě.

Seznam použitých zdrojů

ArcGIS Help [online]. esri [cit. 2017-07-11]. Dostupné z: <<http://resources.arcgis.com/en/help/>>

BÍNA, J; DEMEK J. 2012. *Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky*. Praha: Academia, 2012. 344 s.

BRUNNER, A. C. 2005. Bathymetric survey by depth- sonar and lake sediment coring by Beeker sampler to identify sediment budgets and siltation rates of small reservoirs. In: *Small Reservoirs Tool Kit. 2005*. Accra: Small reservoirs project, 2005. Dostupné z: <http://www.smallreservoirs.org/full/toolkit/docs/IIB%2008%20Bathymetric%20Survey_MLM.pdf>.

CEYLAN, A. [et al.] 2011. An analysis of bathymetric changes in Altınapa reservoir. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*. 2011, roč. 6, č. 2, s. 15-24.

CORINE Land Cover [online]. 2012 [cit. 2017-07-11]. Dostupné z: <<http://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc-2012/view>>

CULEK, M. [et al.]. 2013. *Biogeografické regiony České republiky*. Brno: Masarykova Univerzita, 2013, 448 s.

CZEPOS: Síť permanentních stanic GNSS České Republiky. *Zeměměřický úřad* [online]. 2017 [cit. 2017-03-20]. Dostupné z: <http://czeapos.cuzk.cz/_index.aspx>.

ČADA, V. *Přednáškové texty z geodézie* [online]. [cit. 2017-02-24]. Dostupné z: <<http://gis.zcu.cz/studium/gen1/html/index.html>>.

ČAPEK, R. [et al.] 1992. *Geografická kartografie*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1992. 373 s.

ČÁBELKA, M. 2008. *Úvod do GPS*. Praha: CITT Praha Akademie kosmických technologií oblast Galileo, GMES, 2008. Dostupné také z: <<https://www.natur.cuni.cz/geografie/geoinformatika-kartografie/ke-stazeni/vyuka/gps/skriptum-uvod-do-gps/>>

ČERMÁK., J. 1912. Sesutí stráně a hrazené jezero u Mladotic. *Sborník ČSZ*. 1912, sv. XVIII, s. 19-23.

ČESÁK, J; ŠOBR M. 2005. Metody batymetrického mapování českých jezer. *Geografie: Sborník ČGS*. 2005, roč. 110, č 3, s. 141-151.

ČUŘÍK, J. 2009. *Hydrologický režim Mladotického jezera*. Praha, 2009. 102 s. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí páce Bohumír Janský.

DARBYSHIRE, J., EDWARDS, A. 1972, Seasonal formation and movement of the thermocline in lakes. *Pure and Applied Geophysics*. 1972, roč. 93, č. 1, s. 141–150.

DEMEK, J. 1987. *Hory a nížiny: Zeměpisný lexikon ČSR*. Praha: Academia, 1987, 584 s.

DIBAVOD: *Digitální báze vodohospodářských dat* [online]. 2007 [cit. 2017-07-11]. Dostupné z <[http:// www.dibavod.cz](http://www.dibavod.cz)>.

DIERSSEN, H. M; THEBERGE A. E. 2014. Bathymetry: Seafloor Mapping History. *Encyclopedia of Natural Resources: Water*. CRC Press, 2014, s. 644-648.

DOBROVOLNÝ, P. 2005. *Geostatistika_6: Metody prostorové interpolace* [online]. [2005] [cit. 2017-03-06]. Dostupné z: <http://is.muni.cz/el/1431/jaro2005/Z8102/um/Geostatistika_6.pdf>

FUSKA, J [et al.] 2014. Comparison of actual and presumed water capacity of fish pond in Lukášovce. *Journal of Scientific Publications: Ecology and Safety*. 2014, roč. 8, s. 409-414.

GAO, J. 2009. Bathymetric mapping by means of remote sensing: methods, accuracy and limitations. *Progress in Physical Geography*. 2009, roč. 33, č. 1, s. 103-116.

GEONAMES: Geoportál ČÚZK [online]. poslední revize 10. 7. 2017 [cit. 2017-07-11]. Dostupné z: <<http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/?wmcid=490>>

GOPI, S. 2005. *Global positioning system: principles and applications*. New Delhi: Tata McGraw-Hill Pub. Co., 2005.

GPS.GOV. *Official U.S. government information about the Global Positioning System (GPS) and related topics* [online]. poslední revize 6. 6. 2017 [cit. 2017-06-20]. Dostupné z: <<http://www.gps.gov/systems/gps/space/>>

HÁJKOVÁ, J. 2010. *Přírodní památka Mladotické alias Odlezelské jezero* [online]. 2010 [cit. 2017-04-11]. Dostupné z: <<http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1205>>

HODGES, R. P. 2010. *Underwater acoustics: analysis, design, and performance of sonar*. Hoboken, NJ: J. Wiley, 2010.

HRDONKA, V. 2009. *Odlezelské vodopády* [online]. poslední revize 2. 12. 2009 [cit. 2017-04-18]. Dostupné z: <http://www.vodopady.info/cz/berounka/Berounka.php?page=odlezy>

HUGGETT, B. 2008. *Bathymetric Map of a Small, Alpine Lake in Yosemite National Park*. Humboldt State University, 2008.

CHILDS, J. R. [et al.] 2003. *Bathymetric and geophysical surveys of Englebright Lake, Yuba-Nevada Counties, California*. USGS, 2003, 20 s.

JANSKÝ, B. 1976. Mladotické hrazené jezero – Geomorfologie sesuvných území. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica*. 1976, roč. 11, č. 1, s. 3–18.

JANSKÝ, B. 1977. Mladotické hrazené jezero – Morfografické a hydrografické poměry. *Acta Universitatis Carolinae – Geographica*. 1976, roč. XII, č. 1, s. 31–46.

JANSKÝ, B.; URBANOVÁ, H. 1994. Mladotice Lake (Czech republic) – Siltation dynamics in the lake basin. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 1994, č. 2, s. 95–109.

JANSKÝ, B. 2003. Mladotické jezero – vývoj jezerní pánve. *Geomorfologický sborník* 2. Plzeň: ČAG, ZČU, 2003. s. 87–93.

JANSKÝ, B., [et al.] 2010. The Mladotice Lake, western Czechia: The unique genesis and evolution of the lake basin. *Geografie*. 2010, roč.115, č. 3, s. 247–265.

JEŽEK, J. 2015. *Geostatistika a prostorová interpolace*. Praha: nakladatelství Karolinum, 2015, 200 s.

JIN L; HEAP A. D. 2008. *A review of spatial interpolation methods for environmental scientists*. Canberra: Geoscience Australia, 2008, 137 s.

JIN L; HEAP A. D. 2011. A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. *Ecological informatics*. 2011, č. 6, s. 228-241.

KOLÁŘ, J. 2003. *Geografické informační systémy 10*. 2. přeprac. vyd. Praha: Vydavatelství ČVUT. 2003. 161 s.

KOŘISTKA, C. 1872. Bericht uber die 25. und 26. Mai im J. 1872 in Bohmen stattgefundene Uberschwemmung. *Mittheilungen des Bureaus fur die land- und forstwirthschaftliche Statistic des Konigreiches Bohmen fur das Jahr 1872*, sešit 1, s. 1-18.

KŘIKAVOVÁ, L. 2009. *Interpolace bodových dat v GIS*. Praha, 2009. 55 s. Bakalářská práce na Fakultě stavební Českého vysokého učení technického v Praze. Vedoucí práce Jiří Cajthaml.

KUBINSKÝ, D. [et al.] 2015. Changes in retention characteristics of 9 historical artificial water reservoirs near Banská Štiavnica, Slovakia. *Open Geosciences*. 2015, roč. 7, č. 1, s. 880-887.

KUČERA, M. 2014. *Kartografické a geoinformatické zhodnocení současných batymetrických map*. Praha, 2014. 71 s. Bakalářská práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře aplikované geoinformatiky a kartografie. Vedoucí práce Jakub Jaroš.

KUCHAŘOVÁ, J. 2009. *Možnosti interpolace jezerních pánví různých genetických typů*. Praha, 2009. 61 s. Bakalářská práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce Miroslav Šobr.

LACHHAB, A., [et al.] 2015. Bathymetry and Sediment Accumulation of Walker Lake, PA Using Two GPR Antennas in a New Integrated Method. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. 2015, roč. 20, č.3, s. 245-255.

LEDOUX, H; GOLD C. 2005. An Efficient Natural Neighbour Interpolation Algorithm for Geoscientific Modelling. *Developments in Spatial Data Handling*. 2005, s. 97-108.

LIN Y.-T. [et al.] 2009. A combined acoustic and electromagnetic wave-based techniques for bathymetry and subbottom profiling in shallow waters. *Journal of Applied Geophysics*. 2009, č. 68, s. 203–218.

LOKE, M.H.; LANE J.W. 2004. Inversion of data from electrical resistivity imaging surveys in water-covered areas. *Exploration Geophysics*. 2004, roč. 35, č.4, s. 266–271.

LOKE, M. H., [et al.] 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*. 2013, č. 95, s. 135-156.

MAŠÍN, Z. 1987. *Geodézie I.: pro střední průmyslové školy zeměměřické*. 2. přepracované vydání. Praha: Kartografie, n. p., 1978, 382 s.

MELLET, J. 1995, Profiling of ponds and bogs using groundpenetrating radar. *Journal of Paleolimnology*, 1995, č. 14, s. 233–240.

Merriam-Webster Online Dictionary [online]. Merriam- Webster, Incorporated, © 2017 [cit. 2017-02-21]. Dostupné z URL: < <https://www.merriam-webster.com>>.

MÜLLER, M. 2002, *Vybrané historické případy silných konvektivních bouří*. Praha, 2002. 91 s. Magisterská práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce Ivan Sládek.

Národní geoportál INSPIRE [online]. CENIA, ©2017 [cit. 2017-07-11]. Dostupné z: <<https://geoportal.gov.cz/web/guest/>>.

NESLÁDEK, V. 2016. Tisková zpráva: Evropský navigační systém Galileo zahajuje svůj provoz. *Český kosmický portál* [online]. 15. 12. 2016 [cit. 2017-03-13]. Dostupné z: <<http://www.czechspaceportal.cz/3-sekce/gnss-systemy/tiskova-zprava-evropsky-navigacni-system-galileo-zahajuje-svuj-provoz.html>>.

NOVÁK, P. [et al.]. 2015. Nové technologie batymetrie vodních toků a nádrží. *Vodní hospodářství*. 2015, roč. 65, č. 3, s. 1-5.

POPIELARCZYK, D.; TEMPLIN T. 2014. Application of Integrated GNSS/Hydroacoustic Measurements and GIS Geodatabase Models for Bottom Analysis of Lake Hancza: the Deepest Inland Reservoir in Poland. *Pure and Applied Geophysics*. 2014, roč. 171, č. 6, s. 997-1011.

Půdní mapa 1 : 50 000 [online]. Česká geologická služba, poslední revize 2014 [cit. 2017-07-11]. Dostupné z: <<http://mapy.geology.cz/pudy/>>

QUITT, E. 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Brno: GU ČSAV, 1971, 73 s.

Řád vodních toků podle Strahlera: HEIS VÚV [online]. 2012 [cit. 2017-04-18]. Dostupné z:

<http://www.heisvuv.cz/data/webmap/isapi.dll?map=strah&TMPL=AJAX_MAIN&IFRAME=1&LEGEND_HIDE=0&QUERY_SELECTION=1&FULLTEXT_CHECKED=1>.

SCHULTE, A [et al.] 2011. Lake Mladotice in the Western Czech Republic – Sediments as a Geoarchive for Flood Events and Pre- to Postcommunist Change in Land Use since 1872. *Soil Erosion Studies*. 2011, s. 307–320.

Slovník cizích slov. Vyd. 2., upr. Praha: Ottovo nakladatelství, 2005.

SMITH, D.; JOL, H. 1992. Ground-penetrating radar investigation of Lake Bonneville delta, Provo level, Brigham City, Utah. *Geology*. 1992, č. 20, s. 1083–1086.

SonTek [online]. © 2017 [cit. 2017-07-14]. Dostupné z URL: <<http://www.sontek.com/>>.

STEINBERG, S. J. 2009. Bathymetric Mapping. *CSU Geospatial Review*. 2009, č. 7, s. 4. Dostupné také z: <http://csugis.sfsu.edu/CSU_Geospatial_Review/2009.pdf>.

ŠOBR, M. 2007. *Jezera České republiky: fyzickogeografické a fyzikálně-limnologické poměry*. Praha, 2007. 235 s. Dizertační práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce Bohumír Janský.

ŠTYCH, P. 2008. *Vybrané funkce geoinformačních systémů*. Praha, 2008, 178 s.

ŠVÁBENSKÝ, O. [et al.]. 1995. *Základy GPS a jeho praktické aplikace*. Brno: CERM, 1995, 124 s.

VOŽENÍLEK, V. 2001. *Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu*. Olomouc: Univerzita Palackého, 2001, 186 s.

Seznam obrázků

- Obr. 1: Poloha jezera v rámci Česka.
- Obr. 2: Mapa okolí Odlezenského jezera.
- Obr. 3: Pohled na jezero krátce po sesuvu.
- Obr. 4: Současný pohled na jezero od přítoku.
- Obr. 5: Měření polární metodou.
- Obr. 6: Měření metodou protínání vpřed.
- Obr. 7: Měření ortogonální metodou.
- Obr. 8: Totální stanice typu LEICA FLEXLINE TS02power na stativu.
- Obr. 9: Uzavřený polygonový pořad pro mapování břehové linie Odlezenského jezera v roce 2003.
- Obr. 10: Podrobné mapování břehové linie.
- Obr. 11: Určení polohy pomocí GPS.
- Obr. 12: Princip DGPS.
- Obr. 13: Porovnání mnohopaprsčitého a jednopaprsčitého sonaru
- Obr. 14: Dvoupaprsčitý Lidar
- Obr. 15: Thiessenovy polygony – interpolace metodou nearest neighbor.
- Obr. 16: Schéma výpočtu natural neighbor.
- Obr. 17: Příčný řez povrchem interpolovaným funkcí IDW.
- Obr. 18: Příčný řez povrchem interpolovaným funkcí Spline.
- Obr. 19: Variogram mrak.
- Obr. 20: Konstrukce empirického variogramu.
- Obr. 21: Parametry teoretického variogramu.
- Obr. 22: Základní modely teoretického variogramu.
- Obr. 23: Porovnání interpolace funkcemi kriging a spline.
- Obr. 24: Analýza sedimentů Odlezenského jezera – datování a rychlosti sedimentace.
- Obr. 25: Schéma multielektrodového systému pro měření elektrické odporové tomografie.
- Obr. 26: Rozdíl břehových linií mezi lety 2003 a 2014.
- Obr. 27: Modul RiverSurveyor.
- Obr. 28: Modul RiverSurveyor na dálkově ovládaném plováku.
- Obr. 29: Nadmořská výška hladiny Odlezenského jezera.

- Obr. 30: Body použité pro interpolaci.
- Obr. 31: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2003.
- Obr. 32: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2014.
- Obr. 33: Empirický a teoretický variogram pro data z roku 2017.
- Obr. 34: Srovnání batymetrických křivek Odlezelského jezera.
- Obr. 35: Srovnání podélných profilů hloubek Odlezelského jezera.
- Obr. 36: Vedení podélného a příčných profilů.
- Obr. 37: Srovnání příčných profilů Odlezelským jezerem.
- Obr. 38: Horizontální parametry Odlezelského jezera.
- Obr. 39: Srovnání přesnosti interpolace.
- Obr. 40: Prostorové rozložení přesnosti interpolace.

Seznam tabulek

Tab. 1: Nadmořská výška hladiny při batymetrických měřeních.

Tab. 2: Základní morfometrické údaje Odlezelského jezera I.

Tab. 3: Základní morfometrické údaje Odlezelského jezera II.

Tab. 4: Základní horizontální parametry Odlezelského jezera.

Seznam příloh

Příloha 1: Batymetrická mapa Odlezelského jezera podle měření v roce 2003.

Příloha 2: Batymetrická mapa Odlezelského jezera podle měření v roce 2014.

Příloha 3: Batymetrická mapa Odlezelského jezera podle měření v roce 2017.